

FACULTAD DE CIENCIAS
GRADO EN CIENCIAS DEL MAR
TRABAJO FIN DE GRADO
CURSO ACADÉMICO [2017-2018]

TÍTULO:

**RIESGO DE TSUNAMIS EN EL LITORAL DE EL CAMPELLO
(ALICANTE) POR SISMICIDAD EN FALLAS NORARGELINAS**

AUTOR:

JOSÉ IGNACIO MARTÍN MORCILLO

RESUMEN

Los tsunamis son eventos naturales relativamente poco frecuentes, pero a menudo con consecuencias catastróficas. La frecuencia de generación de un tsunami en el Mediterráneo occidental es baja en comparación con otras zonas del mundo altamente tsunamigénicas, sin embargo, el potencial generador de tsunami de las fallas del Norte de Argelia es moderado, existiendo numerosos registros de eventos de tsunami inducidos por seísmos en el límite convergente de placa Africana con la Euroasiática. Esta situación realza la necesidad de realizar estudios de riesgo de tsunamis, generar sistemas de alerta temprana y definir, tomar y fomentar estrategias de mitigación del impacto de tsunamis a escala local o regional, con el fin de proteger a la población expuesta a estos posibles eventos.

En el presente estudio se pretende realizar un análisis del riesgo de tsunami en el litoral de El Campello (Alicante) por episodios sísmicos en dos fallas sumergidas del Norte de Argelia. En primer lugar, se realizó un estudio bibliográfico del estado del arte, concretamente sobre propagación e inundación, modelización y computación de tsunamis y mitigación del riesgo.

Posteriormente, para llevar a cabo el estudio de riesgo se realizaron diferentes simulaciones con el software *Easywave* de diversos escenarios reales e hipotéticos de propagación de tsunamis hacia las costas de El Campello. Se realizaron simulaciones del terremoto de Zemmouri (Argel) de 2003 así como del terremoto de Orán de 1790, contrastando mediante diversas simulaciones la magnitud del seísmo y los parámetros de Okada (1985) de la falla fuente definidos por diferentes autores. A su vez, tomando como referencia el estudio de Stirling *et al.*, (2002) se recrearon posibles escenarios con seísmos de magnitud máxima con hipocentro en las fallas analizadas.

En los escenarios recreados, el riesgo de propagación de un tsunami desde las costas argelinas hasta el litoral de El Campello es moderado, dándose una altura de ola de tsunami máxima de 2 metros pasada 1 hora y 10 minutos desde su emisión en la falla de Mitidja (Argel). A pesar de tratarse de un tsunami de pequeñas dimensiones, la elevada actividad del margen tectónico de la placa africana y euroasiática pone de manifiesto la posibilidad de cambios estructurales en el margen, cambiando de este modo el conjunto de fallas generadoras de tsunamis potenciales, con lo que evidencia la necesidad de un plan de prevención y mitigación del riesgo de tsunamis a escala local sobre la población de El Campello.

PALABRAS CLAVE:

Tsunami; Mediterráneo; Alicante; Argelia; terremoto

ABSTRACT

Tsunamis are infrequent natural events, but often of catastrophic consequences. The generation frequency of a tsunami in the western Mediterranean sea is rather low in comparison with other tsunami-generating areas of the world; nevertheless, the tsunami generation potential of the North Algerian faults is moderate, being a significant amount of tsunami records induced by earthquakes in the African-Eurasian convergent plate boundary. This situation enhances the need to conduct tsunami risk studies, generate early warning systems and define, take and promote tsunami impact mitigation strategies at the local or regional scale in order to protect the exposed population to these possible events.

In the present research is intended to perform a tsunami risk analysis on the coast of El Campello (Alicante) as a consequence of seismic episodes located in two submerged faults. In the first place, a bibliographic research of the state of the art was carried out, concretely based on the studies of propagation and flood, modeling, tsunami simulation and risk mitigation.

Later, to carry out the risk study, different simulations were performed using *Easywave* for the purpose of recreating different real and hypothetical scenarios of tsunami propagation towards the coasts of El Campello. Simulations of the Zemmouri (Algiers) earthquake, happened in 2003, were executed as well as the Oran earthquake of 1790, contrasting through different simulations the earthquake's magnitude as well as the Okada's (1985) fault's source parameters defined by different authors. At the same time, taking as reference the research of Stirling *et al.* (2002) probable future scenarios were recreated based on the occurrence of maximum magnitude earthquakes with hypocenter in the analyzed faults.

In the simulated scenarios, there is a moderate risk of tsunami propagation from the Algerian faults to the coast of El Campello, featuring a maximum wave height of 2 meters after 1 hour and 10 minutes from its generation in Mitidja fault (Algiers). Despite being a small dimension tsunami, the high activity of the tectonic boundary between the African and Eurasian plate features the possibility of suffering structural changes in the margin, changing the tsunami generation potential of the North Algerian faults, so what a prevention and mitigation strategy of tsunami risk at a local scale over the population of El Campello is required.

KEY WORDS

Tsunami; Mediterranean; Alicante; Algeria; earthquake.

ÍNDICE

RESUMEN
ABSTRACT

| | |
|-------------------------------------|-----------|
| 1.INTRODUCCIÓN | 5 |
| 1.1 Presentación y objetivos | 5 |
| 1.2 Tsunamis | 6 |
| 1.2.1 Características de un tsunami | 6 |
| 1.2.2 Génesis de tsunamis | 7 |
| 1.2.2.1 Terremotos | 7 |
| 1.2.2.2 Deslizamientos | 11 |
| 1.2.2.3 Erupciones volcánicas | 13 |
| 1.2.2.4 Impactos meteoríticos | 13 |
| 2.ESTADO DEL ARTE | 15 |
| 2.1 Propagación e inundación | 15 |
| 2.2 Modelización de tsunamis | 17 |
| 2.3 Mitigación del riesgo | 20 |
| 3.ZONA DE ESTUDIO | 23 |
| 3.1 Características geográficas | 23 |
| 3.2 Características geológicas | 25 |
| 3.3 Fuentes tsunamigénicas | 26 |
| 3.4 Registros históricos | 29 |
| 4.MATERIAL Y MÉTODOS | 30 |
| 5. RESULTADOS | 33 |
| 5.1 Falla de Mitidja (Argel) | 33 |
| 5.2 Falla de Orán | 39 |
| 6.DISCUSIÓN DE RESULTADOS | 45 |
| 6.1 Altura del oleaje | 45 |
| 6.2 Propagación e impacto | 47 |
| 7.CONCLUSIONES | 48 |
| 7.CONCLUSIONS | 50 |
| 8.REFERENCIAS | 52 |

1. INTRODUCCIÓN

1.1 PRESENTACIÓN Y OBJETIVOS

El litoral mediterráneo español se encuentra en una zona de riesgo sísmico por su proximidad al límite de las placas euroasiática y africana. Concretamente la costa sureste de España es una de las zonas con mayor registro sísmico de toda la península Ibérica, habiéndose generado numerosos terremotos de elevada magnitud en el último siglo. Algunos ejemplos de estos eventos son el terremoto de Granada en 1954, de magnitud 7.0 Mw, el de Albolote (Granada) en 1956 con magnitud 5.0 Mw o el de Lorca (Murcia) en 2011 con una magnitud de 5.1 Mw. Es importante destacar también el alto registro sísmico existente en el borde de placa opuesto, que se encuentra sobre Argelia, donde importantes terremotos han sacudido sus tierras en la última década, siendo de especial importancia el terremoto de Zemmouri (Argel) en 2003 de magnitud 6.8 Mw. Los registros de la propagación estos terremotos sobre la población de El Campello (Alicante) son numerosos y vienen recogidos en diversos estudios por diferentes autores, sin embargo, su localización costera añade a su vez una exposición ante un posible efecto añadido de los eventos sísmicos del límite de placa, la generación de tsunamis.

Así pues, del registro de numerosos seísmos a lo largo del borde de placas euroasiática y africana y la localización geográfica de El Campello, surge el objetivo principal del presente Trabajo de Fin de Grado:

- *Analizar el riesgo de tsunamis en el litoral de El Campello por seísmos en fallas del norte de Argelia.*

El riesgo de exposición ante el impacto de un posible tsunami en las costas alicantinas es un tema prácticamente desconocido para sus ciudadanos, así como la existencia de estudios de propagación, inundación y mitigación de su riesgo. De este modo se presenta el segundo objetivo del TFG:

- *Realizar una revisión bibliográfica del estado del arte: propagación, inundación y mitigación del riesgo.*

Por otra parte, con la realización del Trabajo de Fin de Grado se pretende alcanzar los siguientes objetivos específicos

- *Computar y analizar escenarios de generación y propagación de tsunamis para dos fallas de alto registro sísmico del norte de Argelia*
- *Reconstruir el posible conjunto de olas de tsunami que impactarían sobre el litoral de El Campello, su tiempo de llegada y su capacidad de inundación.*

1.2 TSUNAMIS

Un tsunami, palabra proveniente del japonés, que significa ola (*namí*) en el puerto (*tsu*), se trata de series de ondas viajeras transoceánicas con una gran longitud de onda y periodo, y de extrema velocidad que pueden alcanzar alturas considerables al llegar a costa, siendo capaces de inundar y erosionar grandes extensiones del litoral.

1.2.1 CARACTERÍSTICAS DE UN TSUNAMI

Un tsunami, como cualquier onda oceánica, viene descrita por los cuatro parámetros físicos que determinan una perturbación ondulatoria: periodo, longitud de onda, velocidad y amplitud (UNESCO/IOC-NOAA, 2010).

En la **Figura 1** se muestran diferentes tipos de ondas, mostrando las relaciones entre longitud de onda, periodo, la naturaleza de las fuerzas que las causan, así como la cantidad de energía relativa que posee cada tipo de onda. Las ondas de tsunami vienen caracterizadas por una longitud de onda intermedia entre las ondas de viento y las ondas mareales (**Tabla 1**). A menudo se suele denominar a las ondas de tsunami *tidal waves*, de manera errónea, puesto que las características físicas de ambos tipos de ondas difieren en gran medida. Cabe destacar que a pesar de que se haga referencia a la onda de tsunami, la misma no se encuentra formada por un único pulso, sino por un tren de ondas, es decir por un conjunto de ondas con características similares con desplazamiento en la misma dirección de manera conjunta.

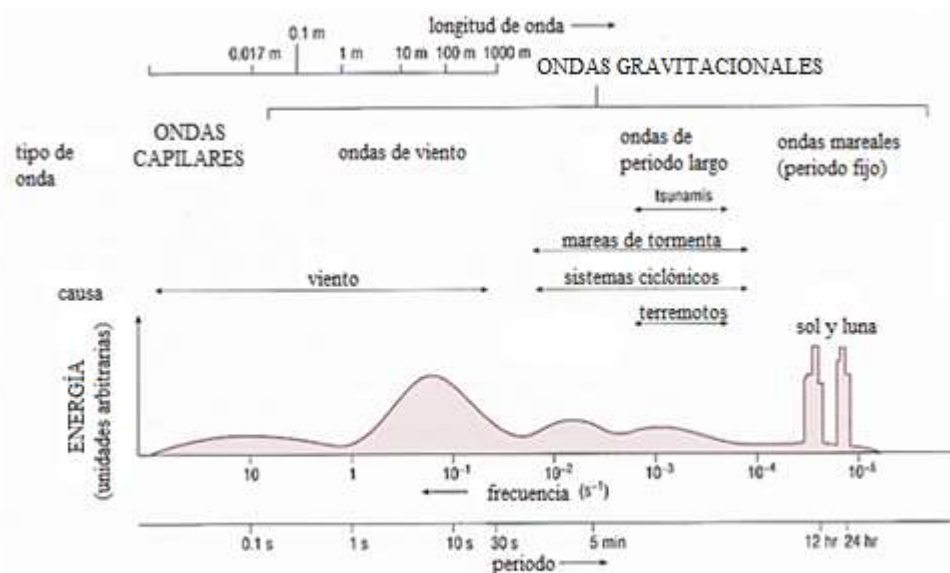


Figura 1: Clasificación de ondas según su periodo, frecuencia y espectro energético. Modificado de Butterworth-Heinemann (1999)

| Parámetro | Ola de viento | Tsunami | Marea |
|------------------|---------------|---------------|-------------|
| Periodo | 10-30 s | 5 min - 1 h | 12 h – 24 h |
| Longitud de onda | 30 – 200 m | 80 – 500 km | 15000 km |
| Velocidad | 15 -150 km/h | 50 – 900 km/h | 2 – 18 km/h |

Tabla 1: Clasificación de ondas según período, longitud de onda y velocidad

Una onda se desplaza en aguas someras cuando su longitud es mayor que veinte veces la profundidad. Teniendo en cuenta que la profundidad del océano es prácticamente siempre inferior a la vigésima parte de los valores de longitud de onda de un tsunami (**Tabla 1**) se asume que la propagación de los tsunamis es típicamente de olas de aguas someras. De este modo, su velocidad de propagación viene definida por:

$$v = \sqrt{g \cdot h} \quad \text{(Ecuación 1)}$$

Siendo v la velocidad de propagación, g la aceleración de la gravedad y h la profundidad o altura de la columna de agua. A partir de esta ecuación, con un valor preciso de la profundidad de un punto de una cuenca oceánica y de la velocidad de un tsunami, disponiendo de una batimetría bien detallada de la zona, se puede calcular el tiempo de llegada en cualquier punto de la cuenca.

1.2.2 GÉNESIS DE TSUNAMIS

Los principales procesos naturales capaces de generar un tsunami se detallan a continuación, así como las características de los tsunamis que generan.

1.2.2.1 TERREMOTOS

Los terremotos son los principales causantes de los tsunamis, siendo los parámetros de los terremotos generados determinantes a la hora de definir las características de las ondas que componen el tsunami (Ward, 2001). Un terremoto se trata de un movimiento rápido de la corteza generado por la liberación de esfuerzos tectónicos acumulados. La mayoría de los terremotos son de origen tectónico; debido a que la fricción en las zonas de ruptura o fallas es a menudo inestable, ocurren desplazamientos muy rápidos en la zona de ruptura que generan las ondas sísmicas, las cuales al llegar a la superficie provocan las sacudidas sísmicas del terreno (Sánchez, 2006). Si el movimiento relativo del terreno tiene componente vertical, se produce bajo una masa de agua e implica una ruptura o deformación del fondo marino, el movimiento puede transferirse a la columna de agua con el consecuente desplazamiento de

grandes masas de agua, iniciando una onda de tsunami (**Figura 2**) cuya extensión viene condicionada por las dimensiones de la zona de ruptura. Un claro ejemplo es el tsunami que ocurrió en Indonesia en 2004, generado por un terremoto en Sumatra con un desplazamiento de 11 metros de una falla de 1200 km de largo y 200 km de ancho (Stein y Okal, 2004).

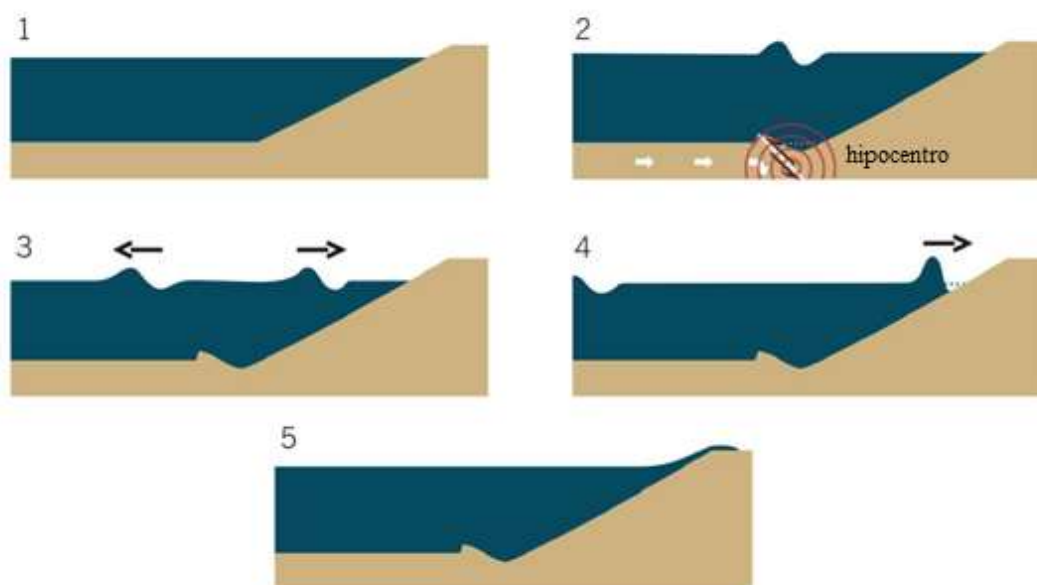


Figura 1: Esquema del mecanismo de generación de tsunamis por terremotos submarinos. A partir de un estado de reposo (1), se representa la formación de la perturbación superficial (2), su propagación (3), llegada a la costa (4) e inundación (5). Modificado de Iglesias (2005)

De acuerdo con la base de datos de tsunamis históricos de la NOAA (NGDC/WDS, 2015) más del 80 % de los tsunamis ocurridos en los últimos 4000 años vienen generados por terremotos. Sin embargo, para que un terremoto tenga potencial para generar un tsunami depende de diversos factores como la profundidad del hipocentro, la profundidad de la columna de agua y la magnitud del seísmo (Necmioglu y Özel, 2014). No obstante, no existe una relación lineal entre estas variables que permita determinar si un terremoto es tsunamigénico o no y por lo general, la mayor parte de los terremotos no generan tsunamis, existiendo una gran variación generada por las características geográficas y geológicas de la región donde suceden (Suppasri *et al.*, 2012). A pesar de ello, los terremotos más superficiales con un hipocentro situado a menos de 60km de profundidad tienen mayor probabilidad de generar un tsunami, siendo su potencial tsunamigénico especialmente alto cuando tienen una magnitud mayor a 6.5 puntos en la magnitud del momento sísmico (M_w) (UNESCO/IOC-NOAA, 2010).

La fuente principal de información sobre la probabilidad que existe de que un terremoto produzca una rotura son las bases de datos de fallas (Crespo *et al.*, 2015), siendo la base de datos principal es la *Quaternary Active Fault Database* (QAFI), desarrollada por García-Mayordomo *et*

al. (2012), disponible en la web del Instituto Geológico y Minero de España. Los diferentes parámetros que se recopilan del conjunto de fallas analizadas son los propuestos por Okada (1985) y son los siguientes (**Figura 3**):

- Taza: es la inserción de la falla con la superficie del terreno, viene definida por las coordenadas de uno de sus extremos, en inglés *fault location*, y por el azimut, *strike* (ϕ)
- Buzamiento, en inglés *dip*, (δ): que se corresponde con el ángulo que forma el plano de falla con la horizontal
- Anchura del plano de falla, en inglés *width*: longitud medida en dirección normal a la traza
- Ángulo de cabeceo, *rake* (λ): que es el ángulo formado por el vector que define el desplazamiento sobre el plano de falla con la horizontal

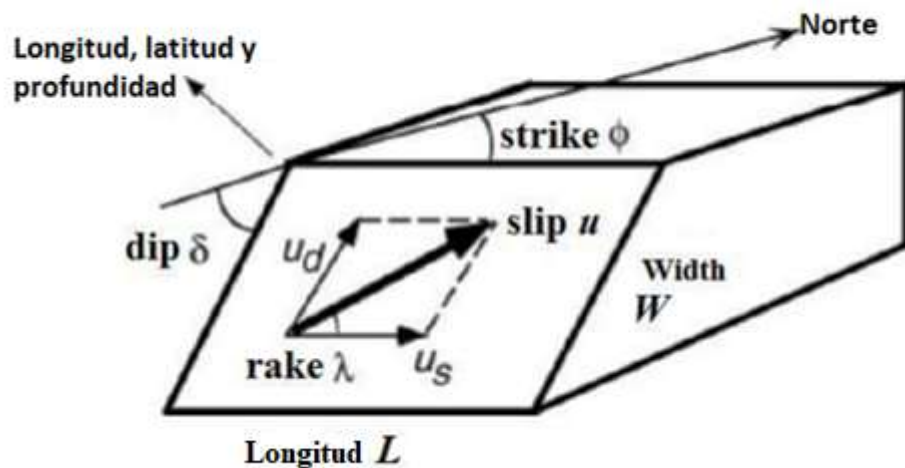


Figura 2: Descripción de los diferentes parámetros de falla según el modelo de Okada (1985). Modificado de Warek (2015).

Además, es importante tener en cuenta el hipocentro del sismo registrado, el cual viene definido por la longitud, latitud y su profundidad. A partir de estos datos se puede realizar una estimación de la magnitud momento máxima (M_w) asociada a la falla, basándose en correlaciones empíricas como las de Wells y Coppersmith (1994). Con la magnitud y los diferentes parámetros definidos anteriormente se determina el desplazamiento que tiene lugar en el plano de falla al producirse un terremoto de dicha magnitud. A su vez, conocida la magnitud del momento M_w , se puede obtener el momento sísmico (M_o) a partir de la relación de Hanks y Kanamori (1979):

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 10.7 \quad (\text{Ecuación 2})$$

El momento sísmico (M_0) es el parámetro con mayor significado físico a la hora de describir el tamaño de un terremoto en función de los parámetros de la falla fuente (Mayordomo *et al.*, 2012). El desplazamiento de la falla (D) y el momento sísmico vienen relacionados por:

$$M_0 = \mu AD \quad \text{(Ecuación 3)}$$

Donde μ se corresponde con el módulo cortante, A es el área de ruptura de la falla y D al desplazamiento medio. Una vez obtenido el desplazamiento de la falla, la obtención del desplazamiento en superficie se obtiene por la relación de Okada (1985).

Generalmente, existe una relación lineal entre la magnitud del tsunami y la magnitud superficial del terremoto (M_s) no obstante, pese a que los terremotos someros son más proclives a ser tsunamigénicos, existen registros de tsunamis generados por terremotos de profundidad intermedia y alta, como el generado en 2007 en la zona de subducción de Tonga, de 7.8 M_w con un hipocentro a más de 150 km de profundidad (NGDC/WDS, 2015). También existen los conocidos como *tsunami earthquakes*, seísmos capaces de generar enormes tsunamis muy desproporcionados en relación a la M_s del terremoto (Kanamori, 1972). Este tipo de seísmo es muy somero y suele generarse en regiones con poco espesor sedimentario por encima de la litosfera (Fukao, 1979), sin embargo en este tipo de tsunamis, M_s alcanza una saturación al darse magnitudes elevadas; de este modo, la M_w que representa la energía total que libera un seísmo (UNAM/IG, 2009), representa mucho mejor la relación entre la magnitud del terremoto y su potencial de generar un tsunami.

A la hora de hablar de terremotos generadores de tsunamis es también importante tener en cuenta el tipo de falla que puede generar los seísmos. Las fallas que se consideran más tsunamigénicas son aquellas que generan terremotos con hipocentro superficial y que producen un desplazamiento vertical importante (Necmioglu y Özel, 2014). Este tipo de falla es característico de los límites de placa que convergen de tipo destructivo, concretamente de las zonas de subducción (UNESCO/IOC-NOAA, 2010). En estas zonas de subducción se generan los conocidos como *megathrust earthquakes*, siendo los seísmos que mayor magnitud del momento sísmico tienen, capaces de superar los 9.0 puntos (Melnick *et al.*, 2017). Estos terremotos son característicos de los márgenes activos que rodean el océano Pacífico, en especial en el conocido como Cinturón de Fuego, el cual alberga el 73% de los terremotos generados mundialmente (UNESCO/IOC-NOAA, 2010). Un claro ejemplo es el conocido tsunami del océano Índico de 2004, generado en la zona de subducción entre la placa Indoaustraliana y la placa de Sunda.

1.2.2.2 DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos de tierra constituyen la segunda causa más importante de tsunamis (Harbitz *et al.*, 2014). Se trata de movimientos de masa a favor de la pendiente o a lo largo de un plano debido a la gravedad, con recorrido parcial o totalmente por debajo del agua (Løvholt *et al.*, 2015). Los deslizamientos submarinos vienen caracterizados por la superficie de ruptura o superficie de falla, la cual puede ser simple o múltiple, y por la masa de material que se moviliza. La superficie de ruptura se da donde la falla tiene lugar y se inicia el movimiento a favor de la pendiente. Por otro lado, la masa desplazada es el material que viaja por la pendiente descendente. En los deslizamientos se puede diferenciar claramente distintas zonas (**Figura 4**) como la cicatriz principal, la cual es la parte menos profunda de la superficie de ruptura, seguido de cicatrices menores, la cabecera de la masa desplazada, el pie de la masa desplazada, la superficie de deslizamiento y en ocasiones grietas en forma de corona en el labio levantado de la falla (Varnes, 1978).

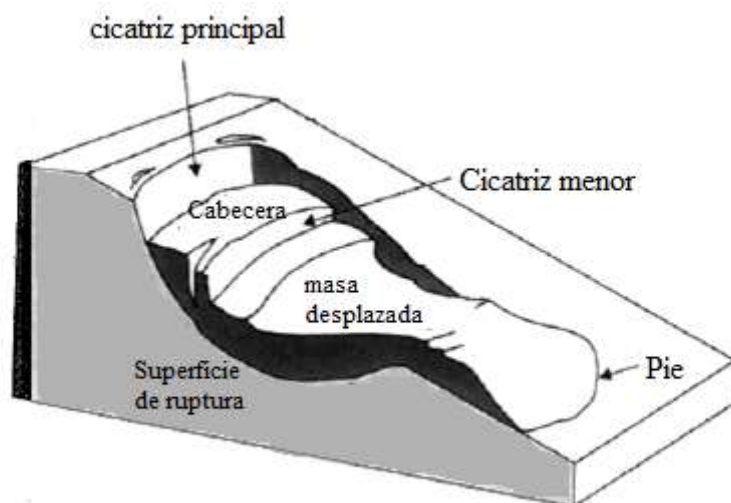


Figura 3: Partes principales de un deslizamiento de tierra submarino. Modificado de He *et al.* (2014)

Al producirse el deslizamiento, en la zona de la cicatriz principal la movilización de la masa de material genera un aumento de la profundidad, lo cual provoca un descenso de la columna de agua, generando un surco en la superficie. Por otro lado, a su vez el deslizamiento en la parte del pie genera el efecto contrario, disminuyendo la profundidad de la columna de agua y generando una cresta en la superficie que viene favorecida por el impulso horizontal que tiene la masa al deslizarse. El surco y la cresta dan forma al tren de ondas del tsunami generado (**Figura 5**) el cual tiene una forma de dipolo con el surco en el lado más somero del talud generado en el deslizamiento. Este dipolo inicial tiene una extensión similar a la que tiene el deslizamiento, por lo que generalmente los tsunamis producidos por deslizamientos tienen menor tamaño que los producidos por fuentes sísmicas.

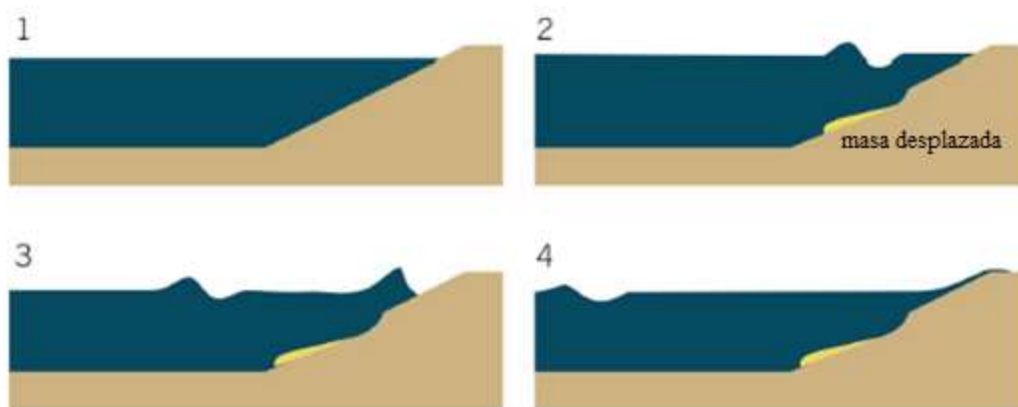


Figura 4: Ilustración de la generación de un tsunami a partir de un deslizamiento submarino. Desde el estado de reposo (1), se representa la perturbación original (2), su propagación (3), llegada a la costa e inundación (4). Modificado de Iglesias (2005)

Destaca el efecto que generan los terremotos sobre los deslizamientos, ya que no solo actúan como fuentes tsunamigénicas directas, sino que son capaces de producir alteraciones en el talud generando deslizamientos (Fryer *et al.*, 2004). Si se realiza un recuento del número de tsunamis causados por deslizamientos submarinos, asociados a otros procesos como terremotos o actividad volcánica, el porcentaje asciende hasta el 8% (NGDC/WDS, 2015). Es importante tener en cuenta que a pesar de que la mayor parte de los grandes deslizamientos históricos han sido desencadenados por terremotos, existen también otros factores, como se ha comentado con anterioridad, desencadenantes de deslizamientos sin necesidad de actividad sísmica que lo genere. Además, si existe un debilitamiento de las condiciones de resistencia del talud no es necesario que el terremoto sea de gran magnitud para desencadenar deslizamientos (Harbitz *et al.*, 2006), de este modo teniendo presente que la mayor parte de los tsunamis generados por terremotos se encuentran principalmente sobre límites de placa convergentes, los generados por deslizamientos pueden tener lugar en cualquier tipo de margen continental, afectando de este modo a cualquier región costera.

El potencial tsunamigénico de un deslizamiento viene determinado por distintos parámetros como la velocidad con la que se desplaza la masa desplazada, su volumen, la pendiente y la profundidad donde se produce (Didenkulova *et al.*, 2010; Harbitz *et al.*, 2006; Locat y Lee, 2002). Se debe considerar también el hecho de que tenga lugar un deslizamiento de tierra cuya cicatriz de ruptura se encuentra emergida. En estos casos el material deslizado acaba penetrando de manera brusca sobre el mar, generando olas de gran altura. De hecho, la máxima altura de ola de tsunami jamás registrada se corresponde con un fenómeno de este tipo, generado en la bahía de Lituya, en Alaska en 1958 alcanzando una altura máxima de 524.6 metros (NGDC/WDS, 2015).

1.2.2.3 ERUPCIONES VOLCÁNICAS

Cuando un proceso volcánico de tipo eruptivo libera energía durante una erupción volcánica y es transmitida directa o indirectamente al agua, se generan unas ondas impulsivas y posteriormente el tsunami (Begét *et al.*, 2008). La liberación de energía volcánica puede suponer un desplazamiento tanto vertical como horizontal de la columna de agua produciendo una perturbación en la superficie libre (**Figura 6**) (Belousov *et al.*, 2000), pero un proceso eruptivo normalmente lleva asociados a su vez terremotos, pequeños deslizamientos y colapsos del edificio volcánico (Paris, 2015).



Figura 5: Esquema de los diferentes mecanismos de generación de tsunamis inducidos por una erupción volcánica. (1) desplazamiento de la columna de agua debido al impulso de la erupción volcánica. (2) Desplazamiento de la columna de agua debido al colapso de la caldera. (3) Desplazamiento de la superficie libre producido por un flujo de piroclastos. Modificado de Iglesias (2005)

Hay que añadir además la existencia de flujos piroclásticos, capaces de generar tsunamis al penetrar a altas velocidades sobre el mar (Freundt, 2003). Estos procesos no ocurren de manera independiente, por lo que la generación de ondas de tsunami por erupciones volcánicas es un proceso complejo, siendo además su potencial tsunamigénico muy alto.

1.2.2.4 IMPACTOS METEORÍTICOS

Al impactar con la superficie marina, un meteorito produce un surco rodeado de una cresta circular que tiene una propagación radial (**Figura 7**). Se trata de una fuente de tsunamis sin registros atribuidos en el catálogo de la NOAA, sin embargo, son numerosos los eventos de este tipo registrados en cuerpos geológicos que han sido estudiados a partir del análisis de diferentes unidades depositadas

Un ejemplo de tsunami generado por un impacto meteorítico fue el estudiado por Smelror (2014), empleando la modelización numérica de Glimsdal *et al.* (2007). El impacto de meteorito que causó el cráter de Mjølnir, en el mar de Barents hace aproximadamente 142 M.a., generó una amplitud de ola de tsunami de 200 metros. Con este tipo de ejemplo, junto con otros más estudiados, se evidencia el alto potencial tsunamigénico que tienen los impactos de meteoritos a pesar de tratarse de fenómenos de muy baja frecuencia (Smelror, 2014).

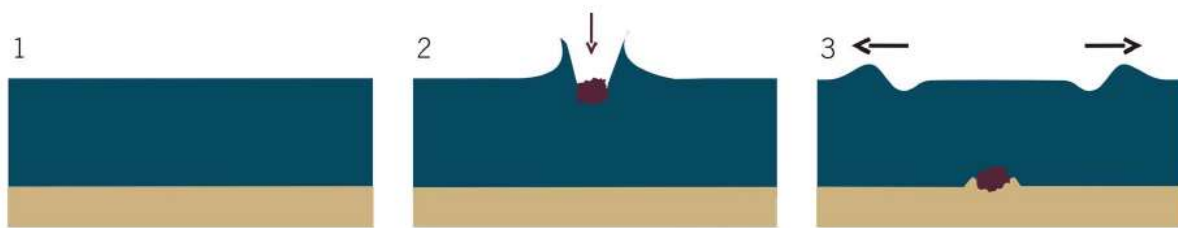


Figura 6: Esquema del mecanismo de generación de un tsunami por un impacto de meteorito, a partir de un estado de reposo inicial (1), el impacto y la deformación de la superficie libre (2) y la propagación de la perturbación (3).

2. ESTADO DEL ARTE

Para poder realizar un análisis del riesgo de tsunamis en la zona de estudio es imprescindible realizar una profunda investigación de los diferentes autores que han trabajado en modelos de propagación, en simulaciones computarizadas de tsunamis y en diferentes planes de mitigación del riesgo de tsunamis, con el fin de poder analizar el riesgo de la zona de estudio desde una perspectiva real. A continuación, se explican los diversos métodos seguidos en propagación e inundación, modelización de tsunamis y mitigación del riesgo por diversos autores, realizando una crítica de los métodos empleados.

2.1 PROPAGACIÓN E INUNDACIÓN

Al producirse un tsunami, desde el punto fuente se genera una propagación de las ondas de tsunami en mar abierto, siguiendo las partículas movimientos orbitales. Conforme las ondas se propagan hacia la costa, desde la llanura abisal hacia el talud y la plataforma continental, disminuye la profundidad de la columna de agua, lo cual indica una reducción de la velocidad de fase o cresta de cada tren de ondas (Butterworth-Heinemann, 1999). Si esta reducción de la velocidad no es homogénea se produce una refracción del tren de ondas, dándose un cambio de orientación en el frente que avanza hacia aguas someras y una tendencia a orientarse de forma paralela hacia las isobatas (Novoa *et al.*, 1993), curvas empleadas en cartografía que representan los puntos de igual profundidad en océanos. Es importante tener en cuenta que la disminución de la profundidad produce alteraciones en las características de la ola, dándose una transformación de la energía cinética en energía potencial (Koh y Le Méhauté, 1966), lo cual conlleva a una mayor amplitud de las ondas y una disminución de su longitud de onda (Iglesias, 2015). A su vez se genera el efecto de asomeramiento o *shoaling effect*, (**Figura 8**) al darse un apilamiento de los diferentes trenes de ondas, causada por la pérdida de velocidad (Liu *et al.*, 2008).

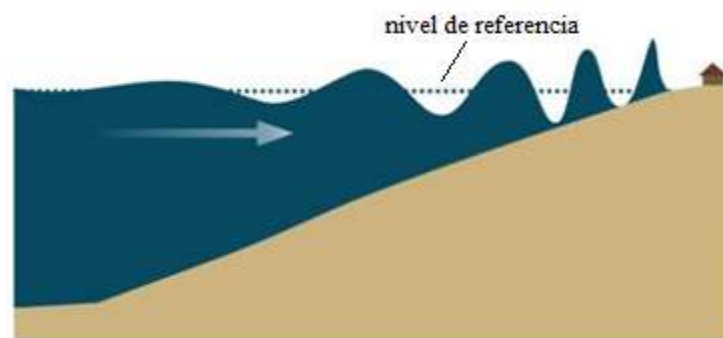


Figura 7: Efecto de "shoaling" o asomeramiento. Al aproximarse la ola a la costa, la amplitud aumenta y disminuye la longitud de onda. La línea discontinua es el nivel de referencia. Modificado de Iglesias (2005).

Con la llegada del tsunami a las aguas más someras del litoral, la onda colapsa y el movimiento de la masa de agua pasa a ser traslacional (Presti y Sierra, 1998). La masa de agua penetra en la costa como una rápida inundación, precedida por una pared vertical turbulenta de agua, *tsunami bore*, (Peregrine, 1967). Lo que diferencia la llegada de una ola de un tsunami de una ola de tormenta es la capacidad de seguir avanzando tierra adentro, empujada por la masa de agua que sigue desplazándose por aguas más profundas, llegando así a alcanzar una gran penetración sobre el litoral (Rabinovich, 1997). La inundación se produce por un flujo que es turbulento debido a la fricción con el fondo y a la presencia de obstáculos. Aunque gran parte de la energía se disipa a lo largo de este proceso, durante el retroceso de la ola también se produce arrastre de sedimentos y escombros (Iglesias, 2015).

Cuando las ondas de tsunami llegan a zonas confinadas o canalizadas, como pueden ser bahías, estuarios, puertos o la misma plataforma continental se pueden producir fenómenos de resonancia (Yamazaki y Cheung, 2011). La resonancia enfoca la energía acorde a la geometría de la zona (Roeber *et al.*, 2010), de este modo la geometría, en concreto su profundidad y longitud, determina su modo natural de oscilación o refracción de los trenes de ondas (Iglesias, 2015), el cual puede verse excitado por la generación de ondas estacionarias que aumentan su energía potencial, y de este modo, la amplitud de la ola que incide (Hammack, 1972). También, una parte de la onda puede ser reflejada en la línea de costa, especialmente al impactar contra superficies homogéneas perpendiculares a su dirección de incidencia, interfiriendo con el resto de las olas del tren de ondas.

A lo largo de todas las costas, el oleaje representa la mayor fuente de energía en la zona litoral, siendo su estudio esencial para entender la morfología costera. De este modo, son numerosas las distintas teorías de propagación del oleaje que se han sucedido a lo largo de la historia. Las distintas formulaciones matemáticas que determinan los cambios en las propiedades de las olas, como la altura, período o velocidad de las partículas, se remontan al siglo XIX. Siendo pioneros los trabajos de Gerstner (1802), Airy (1844), Stokes (1847), Kelvin (1887) y Helmholtz (1888), sirvieron como base del estudio de numerosos científicos, poniéndose de manifiesto que en aguas someras la complejidad de las teorías aplicable es mayor que en aguas profundas (Butterworth-Heinemann, 1999).

Las diferentes teorías sobre generación y propagación de ondas pueden clasificarse en dos grandes grupos: las teorías sobre ondas de pequeña amplitud, ampliamente empleadas para el estudio de propagación sobre aguas profundas; y en segundo lugar las teorías de ondas largas, más adecuadas para su aplicación en aguas someras (Pintado *et al.*, 2010).

De las distintas teorías de propagación del oleaje la teoría de Airy (1844) o teoría lineal de olas en aguas profundas, es la más simple. Por su parte, en el régimen de Stokes (1847) los

procesos que sufren las olas en aguas someras son tenidos en cuenta (Dysthe, 2004), así como la ley de Green (1838).

Las ecuaciones de Boussinesq (1872), aproximación para ondas largas, son válidas para modelar la propagación de ondas desde profundidades indefinidas hasta reducidas, abarcando un amplio margen de profundidades (Peregrine, 1967). Finalmente, la onda solitaria propuesta por Russell (1844). Se caracteriza por ser una onda de translación, asociada con fenómenos de tsunamis (Dysthe, 2004).

De las distintas teorías del oleaje que se han ido desarrollando se pueden obtener modelos analíticos y descripciones de las características para la mayoría de tipo de olas, lo cual permite su análisis y estudio. En los últimos años se ha producido un importante avance en el desarrollo computacional de soluciones numéricas para las diferentes ecuaciones diferenciales que gobiernan las teorías del oleaje. Eso se traduce en la aparición de modelos de simulación más complejos y precisos, capaces de dar una aproximación más real de la propagación del oleaje en las proximidades de la costa.

2.2 MODELIZACIÓN DE TSUNAMIS

La modelización numérica de tsunamis busca simular sistemas físicos a partir del cálculo numérico realizando una simplificación apropiada de la realidad, basándose en un conjunto complejo de ecuaciones relacionadas entre sí, donde las variables adquieren diferentes valores a lo largo del espacio y del tiempo. La utilidad de la modelización numérica en el estudio de la generación y propagación de los tsunamis viene demostrada por numerosos autores, constituyendo en muchos casos la única manera de comprender eventos con registro histórico científico muy reducido o inexistente. Resulta a su vez una de las herramientas principales y más útiles a la hora de realizar previsiones futuras.

La modelización de tsunamis sigue tres etapas principales generalmente. En primer lugar la modelización de la génesis de la perturbación en la columna de agua, seguido de la modelización de la propagación de la perturbación desde la fuente hasta su llegada a la costa y por último la modelización de la inundación provocada por el impacto del tsunami en la costa.

Cabe diferenciar entre modelos acoplados, los cuales abordan el continuo generación-propagación-inundación, y los desacoplados, los cuales se realizan en muchos casos en dos modelos que modelizan las tres etapas. El primero de ellos se emplea para conocer la perturbación de la superficie libre basándose en el tipo y las características de la fuente que la produce, mientras que en el segundo modelo se realiza una propagación de la perturbación inicial, calculándose la inundación en la costa. Los modelos desacoplados son los más empleados debido a la mayor sencillez que tiene su resolución. Cuando se trata de una fuente

tsunamigénica de poca duración, como pueden ser terremotos, la simplificación de la modelización puede ser mayor asumiendo que el proceso de generación ha acabado una vez se inicia la propagación del tsunami. De este modo se realiza una descripción de la perturbación inicial empleando fórmulas empíricas en las que se sustituyen las variables por valores reales, y tan solo se emplea la simulación numérica para describir la fase de propagación e impacto. Generalmente en el caso de fuentes sísmicas se calcula la deformación del lecho marino analizando los parámetros de la falla, siendo el método más extendido el modelo de Okada (1986) y el empleado en el presente estudio para recrear las simulaciones de tsunamis en el área de estudio.

A la hora de desarrollar un modelo numérico se emplean tres pasos fundamentales. En primer lugar se definen las ecuaciones de gobierno a emplear, seguido de un diseño del esquema numérico a emplear para poder solucionarlas y por último se transforma a un lenguaje de programación para su resolución. En la actualidad la mayoría de modelos numéricos utilizados emplean aproximaciones de las ecuaciones de Navier-Stokes para describir la propagación de ondas de tsunami. Se basan a su vez estas ecuaciones en las ecuaciones de Euler, realizando una descripción del movimiento de un fluido viscoso a partir de las derivadas parciales de su presión, densidad, temperatura y velocidad. En ocasiones se incluyen las tensiones viscosas y las tensiones turbulentas, lo cual incrementa la complejidad de las ecuaciones del modelo de propagación.

Las diferentes aproximaciones que se realizan a las ecuaciones de Navier-Stokes en la actualidad para el estudio de propagación de tsunamis, fueron definidas y ampliamente estudiadas por Peregrine (1967), validadas por Hammack (1972). Cabe destacar que las primeras modelizaciones de tsunamis, realizando un estudio centrado en su propagación, se dieron en los años 50 y 60. Destacan los estudios de Hall y Watts (1953) y Carrier y Greenspan (1958), basados en el movimiento vertical de olas solitarias en pendientes someras, así como estudios de propagación de ondas con una proyección más numérica como los de Whitham (1959) o Meyer y Taylor (1963) entre otros. Sin embargo, la primera modelización numérica centrada en la direccionalidad de la fuente generadora de tsunami la realizan Ben-Menahem y Rosenman (1972), mostrando la estrecha relación entre la amplitud de las ondas de tsunami generados por sismos y los parámetros sísmicos de las fallas que lo generan, alegando la necesidad de datos batimétricos de alta resolución sobre las zonas de aguas profundas del océano Pacífico para poder realizar buenas modelizaciones de propagación de tsunamis. Resulta también importante la modelización de inundación de Synolakis (1987), capaz de realizar una buena aproximación de la invasión en costa de trenes de ondas de gran amplitud y periodo.

Las distintas aproximaciones a las ecuaciones de Navier-Stokes pueden clasificarse en tres grandes grupos. Por un lado, las Ecuaciones de Aguas Someras, SWE de su denominación en inglés *Shallow Water Equations*, son la aproximación más simplificada. Esta aproximación considera que, al tratarse de ondas largas, los tsunamis siempre tendrán una propagación propia de olas en aguas someras. De este modo se asume que la escala vertical es mucho menor que la escala horizontal, es decir la amplitud de la onda es mucho mayor que la profundidad de la columna de agua, de este modo la presión en cualquier punto de la masa de agua es equivalente a la presión ejercida por la columna de agua que reposa sobre ese punto. En esta aproximación desaparecen los términos dispersivos, ya que se asume un perfil vertical de velocidades homogéneo, al igual que las tensiones viscosas, cuya magnitud es muy inferior a los otros términos de la ecuación, siendo despreciados.

También se realiza otro nivel de aproximación como son las Ecuaciones No Lineales de Aguas Someras, NSWE, en las que no hay una supresión de los términos no lineales, como puede ser la fricción que se da con el lecho marino. Al no despreciarse los parámetros no lineales se da una simulación más realista de la naturaleza de las ondas de tsunami, especialmente en zonas de aguas someras de la plataforma continental (Zahibo *et al.*, 2006).

Por último, la tercera aproximación se compone por las ecuaciones de tipo Boussinesq (1872). En esta aproximación se analiza la estructura horizontal y vertical de flujos con velocidad, empleando la velocidad vertical para toda la columna de agua. Como resultado se da un sistema de ecuaciones no lineales con términos dispersivos integrados (Dutykh y Dias, 2007).

Con las tres aproximaciones se obtiene un sistema de ecuaciones diferenciales parciales con una solución analítica de excesiva complejidad. La solución se obtiene mediante métodos de diferencias, volúmenes o elementos finitos (Iglesias, 2015). Generalmente el método más empleado es el de diferencias finitas, en el cual debe cumplirse la condición de Courant (Lax, 1967). La condición de Courant se basa en que el paso del tiempo debe de ser menor a un cierto valor crítico determinado por el tamaño de celda.

El empleo de una aproximación u otra tiene una estrecha relación con el tiempo de computación, cosa que explica la mayor extensión de las aproximaciones de tipo SWE o NSWE frente a las de tipo Boussinesq, la cual requiere un mayor tiempo de computación y complejidad de resolución.

Los diferentes modelos de simulación del oleaje en las proximidades de la costa son una de las herramientas más utilizadas hoy en día. La gran variedad de modelos desarrollados, ponen de manifiesto la complejidad de los procesos e interacciones que sufren las ondas de tsunamis en su viaje hacia las costas, dificultando de este modo la selección del modelo a seguir. La variedad de modelos, teorías y aproximaciones, la tipología del estudio y las características de

la franja costera, la disponibilidad de datos previos de oleaje, viento y batimetría, así como el conocimiento del usuario y la calibración del mismo modelo son algunos de los aspectos clave recogidos por los autores analizados que garantizan el éxito en el uso de este tipo de técnicas de análisis.

Disminuir el tiempo de computación para la modelización de tsunamis es el principal objetivo de los expertos en simulaciones. Generalmente la mayoría de los modelos numéricos se encuentran en lenguaje Fortran (*Formula Translating System*). Estos programas se ejecutan desde la unidad central de procesamiento de los distintos computadores, sin embargo, existe actualmente una fuerte tendencia a reformular estos códigos mediante el empleo del lenguaje CUDA (*Compute Unified Device Architecture*), específico para poder realizar simulaciones desde la unidad de procesamiento gráfico en vez desde la unidad central (Iglesias, 2015), lo cual permite acelerar los cálculos en gran medida, tal y como demuestran en su estudio Castro *et al.* (2013). Esta nueva velocidad de cálculo permite obtener los resultados de la modelización en apenas segundos o minutos, lo cual conlleva importantes mejoras en los sistemas de alerta temprana.

2.3 MITIGACIÓN DEL RIESGO

Se entiende por mitigación al conjunto de acciones cuyo principal objetivo es disminuir el riesgo de tsunami, centradas en reducir el peligro o el grado de vulnerabilidad. Con las distintas medidas de mitigación de tsunamis se pueden salvar vidas humanas, incrementar la capacidad de anteponerse a su impacto sobre la población, reducir las pérdidas económicas que genera y acelerar los periodos de recuperación tras los eventos del tsunami. La reducción de la vulnerabilidad ante el impacto de un tsunami se puede abordar desde diversos ámbitos mediante diferentes planes estratégicos entre los que destacan la racionalización del uso del suelo, la aplicación de códigos de construcción, establecer sistemas de alerta temprana, construir barreras físicas de protección, facilitar rutas de escape establecidas y lugares seguros e informar y preparar a la comunidad ante el riesgo de tsunami (Kazusa *et al.*, 2004).

Al realizar una planificación de los diferentes usos del suelo se puede limitar el desarrollo de diversos planes de construcción en zonas susceptibles a inundaciones, con el fin de minimizar las pérdidas o establecer que la localización de las viviendas sea apropiada al riesgo de inundación por tsunami (Bernard, 2014). Siendo de especial atención en los planes estratégicos el emplazamiento de las instalaciones determinantes en caso de emergencia.

Hoy en día son numerosos los códigos de construcción y diseño de estructuras resistentes al impacto de tsunamis que existen. Destacan entre otros *City and County of Honolulu Building Code* (CCH, 2008), el FEMA P-646: *Guidelines for design of structures for vertical evacuation from*

tsunamis (FEMA, 2008) o el FEMA P-55: *Coastal Construction Manual* (FEMA, 2011), los cuales deben ser aplicados en zona de riesgo de tsunami. En las construcciones en zona de riesgo de tsunami es imprescindible tener en cuenta a la hora de la construcción cálculos de resistencia a la carga hidrodinámica, al socavamiento y a otros parámetros relevantes, los cuales son sacados de los diferentes estudios de inundación (Kazusa *et al.*, 2004). Es importante destacar que a raíz de las consecuencias que acarrió el tsunami de Tohoku de 2011 en Japón, el desarrollo de los diferentes métodos de mitigación de tsunamis ha ido en constante crecimiento.

Otra importante medida de mitigación es la construcción de barreras físicas de protección. Generalmente se construyen diques en primera línea de costa, para impedir la propagación del tsunami hacia tierra, pero también se construyen estructuras en forma de rompeolas a cierta distancia de la costa con el fin de poder disipar parte de la energía de las ondas de tsunami antes de que alcance el litoral. Es importante el papel que juegan estas estructuras, sin embargo, cabe resaltar que durante el tsunami de Tohoku de 2011 la mayoría de los diques fueron superados por las olas y los rompeolas fueron destruidos, siendo únicamente efectivos en algunas zonas (Mimura *et al.*, 2011). Destacó el daño generado en el área de Fukushima, donde el tsunami superó los 14 metros de altura (NGDC/WDS, 2015), en contraste con los diques de 5,7 metros que poseía la central nuclear (TEPCO, 2011). Esta protección estructural también puede darse a partir de estructuras naturales como arrecifes de coral, grandes dunas de arena e importante vegetación costera, que ayudan en gran medida a disipar la energía del tsunami incidente (UNESCO/IOC-NOAA, 2013).

A grandes rasgos, una de las medidas más efectivas en la mitigación del riesgo de tsunamis son los sistemas de alerta temprana. La finalidad de estos sistemas es disminuir el tiempo que la población puede estar expuesta a los peligros del tsunami, mediante una alerta emitida previa a su llegada. Estos sistemas se basan en la detección de eventos propensos a generar tsunamis mediante sismógrafos, pre-computaciones en zonas de riesgo de tsunami que informan sobre tiempos de llegada (Gica *et al.*, 2007), mediante sistemas oceanográficos como sismógrafos o boyas DART, las cuales se sitúan a lo largo de toda zona de riesgo de tsunami, y que permiten conocer la variación de amplitud de las ondas, periodo, longitud de onda y tiempo de llegada del tsunami (Percival *et al.*, 2011); y en aviso a autoridades, servicios de emergencia y población en general a través de canales de información establecidos previamente.

El primer centro que se creó para gestionar un sistema de alerta temprana de tsunamis fue el *Pacific Tsunami Warning Center* (PTWC), establecido en Hawaii y Alaska en 1968 y operado por la NOAA. La detección de tsunamis se realizaba mediante pre-computaciones para estimar posibles zonas de impacto y tiempos de llegada basadas en el modelo *Method of Splitting*

Tsunami (MOST) propuesto por Titov y Synolakis (1995), basado en ecuaciones de aguas someras no lineales, incluyendo los términos dispersivos.

La evolución constante de la formulación en modelos de arquitectura CUDA puede hacer posible en un futuro cercano ejecutar los modelos en tiempo real, en función de los datos enviados por los sismógrafos y las boyas DART, lo cual supondría una mejora en las predicciones, especialmente cuando no se dispone de escenarios precomputados.

Tras el tsunami del océano Índico de 2004, la *Intergovernmental Oceanographic Commission* (IOC) de la UNESCO desarrolló un programa de coordinación global de sistemas de alerta temprana de tsunamis, generando una estructura basada en cuatro centros regionales como son el anteriormente citado *Pacific Tsunami Warning Center*, el *Indian Ocean Tsunami Warning Center* (IOTWC), el *Caribbean Tsunami Warning Program* (CTWP), y el *Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected Seas* (NEAMTWS).

Un paso fundamental para la mitigación de los efectos de los tsunamis es establecer rutas de escape y lugares seguros, así como preparar a la comunidad creando protocolos de evacuación para los servicios de emergencia y de actuación rápida, mediante la información a la ciudadanía para su correcta actuación en situaciones de alerta (Kazusa *et al.*, 2004). Con este tipo de actuación se pretende desarrollar comunidades preparadas para un tsunami, centrándose en planes de educación, mejorar las comunicaciones y siendo fundamental crear concienciación del peligro por parte de los ciudadanos (Bernard, 2014).

Es importante destacar que en nuestra zona de estudio es el NEAMTWS el órgano encargado de gestionar cualquier sistema de alerta temprana de tsunamis y se encuentra en la actualidad en fase de desarrollo. Se han realizado acciones como diseñar y distribuir material educativo sobre concienciación ante este fenómeno, confeccionar una guía de buenas prácticas con la participación de órganos de protección civil para establecer sistemas de alerta costera regional y nacional, y una reducción del riesgo de tsunamis realizando una gestión integrada de la zona costera, sin embargo, la concienciación entre los ciudadanos es prácticamente nula a lo largo de todo el mar Mediterráneo, tal y como se comprobó en el trabajo realizado por Baptista *et al.* (2013) donde se realizaron numerosas entrevistas acerca del riesgo de tsunamis en diversas localidades costeras europeas, en las cuales se obtuvo un gran desconocimiento del riesgo de tsunami local y de posibles rutas de evacuación.

3. ZONA DE ESTUDIO

Como se ha comentado anteriormente, el relieve submarino condiciona ampliamente la propagación y el impacto de los tsunamis sobre la costa. De este modo es imprescindible una correcta descripción de la morfología, geología y diferentes accidentes geográficos de la zona de estudio de este Trabajo de Fin de Grado, situada en la costa de El Campello (Alicante), sin embargo, la descripción se centrará en las diferentes fallas, de elevado riesgo sísmico, situadas a lo largo de la costa del Norte de Argelia, teniendo elevado potencial tsunamigénico. En el estudio realizado se recrean simulaciones de tsunamis desde diferentes fallas del norte de Argelia, con su proyección hacia las costas de El Campello.

A su vez, en esta sección se muestra un catálogo con los diferentes tsunamis que tuvieron lugar en el pasado en el área de estudio y proximidades.

3.1 CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La zona de estudio se centra en el litoral del El Campello (Alicante), situado en la costa Este de la Península Ibérica, bañada por las aguas del Mediterráneo occidental (Figura 9). La plataforma continental alicantina viene delimitada al norte por el Canal de Ibiza, al este por el Cañón de Alicante y al sur por el talud continental que finaliza en costas de Murcia. Al final del talud comienza la Cuenca Argelina, que se extiende hasta las costas del norte de África, concretamente hasta el talud de Habibas frente a las costas de Orán (Argelia), y hasta el valle de Dahra y el Cañón de Argel frente a las costas de Argel (Argelia). La Cuenca Argelina limita al norte por el talud Emile Baudot, junto al archipiélago balear (España).



Figura 8: Mapa geográfico del Mediterráneo occidental. La cuenca de Argelia engloba la zona de estudio. Extraído de <https://maps.ngdc.noaa.gov>

La plataforma continental de las costas de El Campello (**Figura 10**) se extiende en una longitud de 40 km aproximadamente hasta el Cañón de Alicante, con una profundidad máxima de 500 metros. El talud se prolonga hasta la Cuenca Argelina en 30 km, alcanzando una profundidad la cuenca de 2842 metros. Destaca la presencia de numerosos cañones a lo largo del talud de las costas alicantinas, como el Cañón de Alicante o el Cañón de Formentera, de pendiente mayor a 35° (Blázquez *et al.*, 1996). Por su parte, la plataforma continental de las costas de Argelia (**Figura 10**) tiene una extensión menor, de aproximadamente 30 km; sin embargo, tiene mayor pendiente, alcanzando su límite a una profundidad aproximada de 1000 metros (De Vicente *et al.*, 2006), siendo el talud de menor pendiente que el existente en las costas alicantinas.

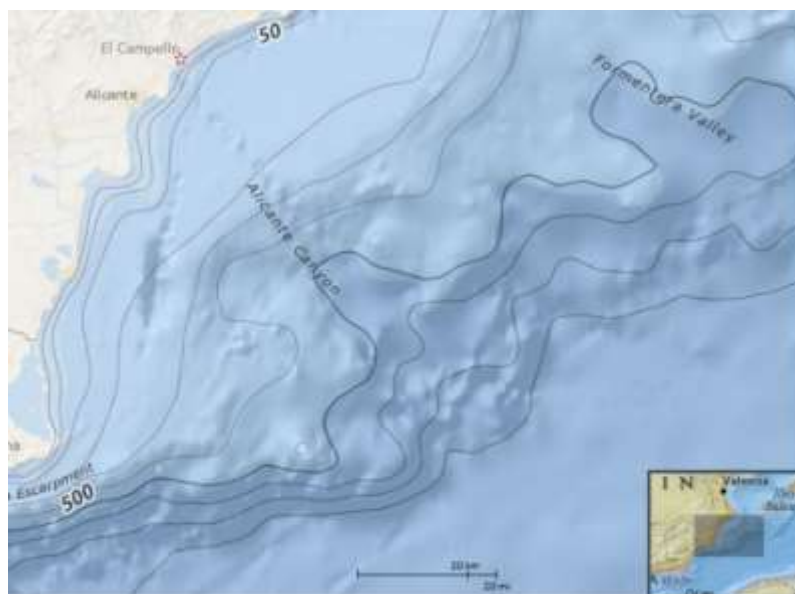


Figura 9: batimetría de la plataforma continental frente a la costa alicantina de El Campello. Extraído de <https://maps.ngdc.noaa.gov>



Figura 10: batimetría de la plataforma continental frente a las costas norargelinas de Orán y Argel. Extraído de <https://maps.ngdc.noaa.gov>

3.2 CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

Las diferencias morfológicas descritas en el apartado anterior entre el margen peninsular y el margen continental africano son el reflejo de profundas diferencias estructurales y sedimentológicas relacionadas con la historia geológica del mar Mediterráneo. Este mar es una cuenca marginal paleógena-neógena (Roca *et al.*, 1999), cuya abertura se relaciona con un proceso de trasarco generado por la convergencia de las placas Africana y Euroasiática (Handy *et al.*, 2010). Durante el Oligoceno superior (35 M.a.) se inicia un proceso de rifting en la actual zona del Golfo de León, propagándose hacia el suroeste, generando la Cuenca Argelina durante el Oligoceno superior – Mioceno inferior (25 M.a.) (Etheve *et al.*, 2018; Roca *et al.*, 1999). En el límite de la Cuenca Argelina con las costas africanas se encuentra una gran extensión de fallas resultantes de la colisión entre la placa Africana y Euroasiática (Bouhadad y Laouami, 2002), objeto de estudio en el presente Trabajo de Fin de Grado a modo de fallas generadoras de tsunamis.

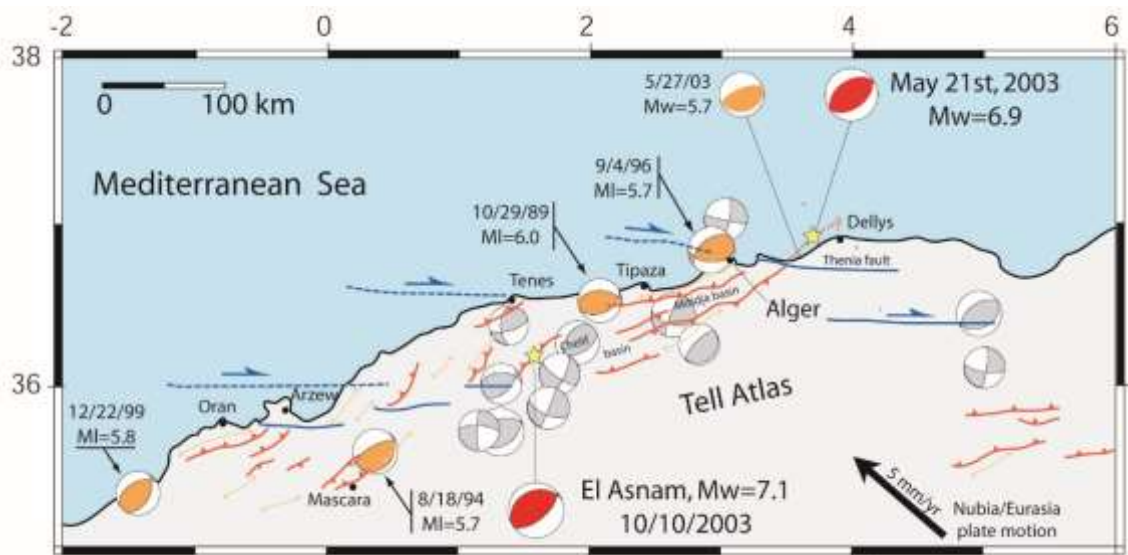


Figura 11: Mapa del conjunto de fallas existentes en la costa norte de Argelia. Las líneas amarillas representan los anticlinales activos, las rojas las fallas inversas activas, las líneas azules las fallas transformantes activas. En círculo rojo se representan los grandes episodios sísmicos registrados, en naranja y gris los de menor magnitud. Extraído de Meghraoui (2006).

Esta región se encuentra localizada en el límite entre la placa Africana y Euroasiática, placas que se encuentran en convergencia a lo largo de una dirección N-S y NNW-SSE, desde el Cuaternario inferior (2.5 M.a.) (Bouhadad y Laouami, 2002). El límite entre estas dos placas tectónicas resulta muy poco definido por su complejidad estructural (Philip, 1987). Como resultado de este proceso geodinámico de estas dos placas, se da una gran franja de unos 150 km aproximadamente, constituida por depósitos deformados del Cuaternario y Neógeno, que conforman el Tellian Atlas en la zona norte de Argelia (Philip y Meghraoui, 1983). Según datos

paleosísmicos y de mecanismos de fuentes sismológicas, la tasa de movimiento entre ambas placas es de 4 – 6 mm al año, siendo un margen con movimiento activo, de elevado riesgo sísmico (DeMets *et al.*, 2010). Además, el Tellian Atlas está conformado por pliegues con orientación NE-SW organizados en un sistema escalonado. Esto se debe a la presencia de profundos choques de deslizamientos. Es importante destacar también que estos pliegues son generalmente asimétricos y se encuentran asociados a fallas inversas (Meghraoui, 2016), siendo las fallas inversas las principales estructuras sismológicas del norte de Argelia (**Figura 12**). De este modo, una alta y destructiva aparición de sismicidad resultante de la actividad tectónica se ha sucedido en la zona en los últimos dos siglos (Bouhadad y Laouami, 2002).

3.3 FUENTES TSUNAMIGÉNICAS

De las fuentes tsunamigénicas mencionadas en el apartado 1.2.2, en los escenarios de riesgo para el litoral de El Campello se considera la generación de terremotos en las fallas del norte de Argelia como principal fuente tsunamigénica. En concreto, en el estudio se realiza un análisis de los diferentes parámetros de falla, con su consecuente repercusión sísmica y tsunamigénica, de la falla inversa sumergida frente a la costa de Orán (35.81°N, 0.68°W) (**Figura 13**) y la localizada en la costa de Argel, perteneciente al sistema de fallas de Mitidja (38.83°N, 3.65°E) (**Figura 14**).



Figura 12: Mapa de localización de la falla inversa sumergida frente a las costas de Orán, objeto de estudio para la simulación de seísmos que generen tsunamis hacia las costas de El Campello. Modificado de Bouhadad y Laouami (2002)

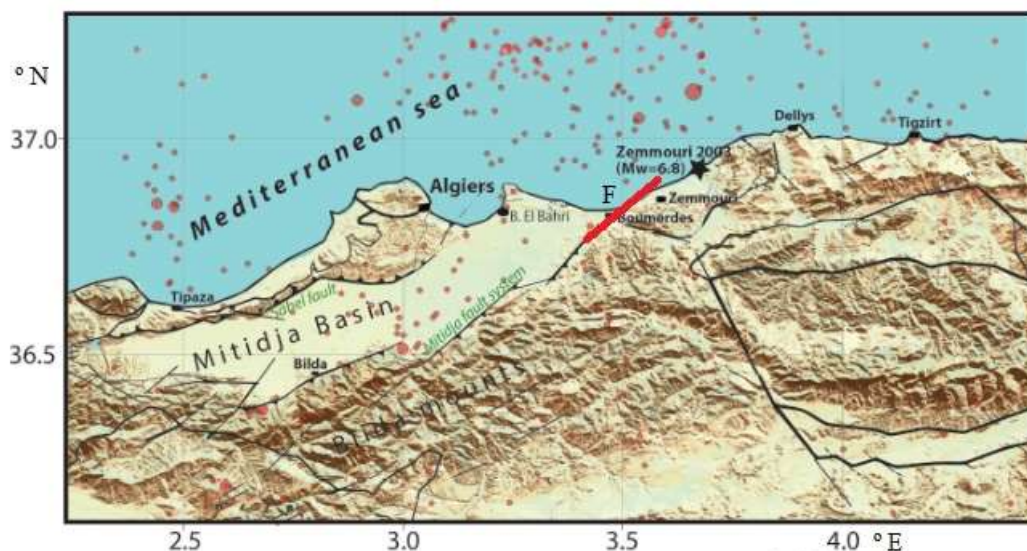


Figura 13: Mapa de localización de la falla inversa sumergida de Mitidja, frente a las costas de Argel, objeto de estudio para la simulación de seísmos que generen tsunamis hacia las costas de El Campello. Modificado de Bounif *et al.* (2004).

A lo largo de toda la cuenca mediterránea se suceden numerosas zonas sísmicamente activas en las que en tiempos históricos ha habido generación de tsunamis (**Figura 15**) que se han propagado e impactado en el litoral mediterráneo español (Iglesias, 2015). El margen activo del norte de África se considera una de las principales zonas activas tsunamigénicas, resultado de la convergencia entre las placas africana y euroasiática con un ritmo promedio de 5.1 mm al año en dirección noroeste (Kherroubi *et al.*, 2009). Es importante destacar que hasta un 50 % de la deformación a lo largo del límite de placa se acumula en la zona sumergida del margen continental, debido a la convergencia en el Rif y el Tell Atlas sólo refleja valores de desplazamiento de entre 1 y 3 mm al año (Morel y Meghraoui, 1996). Cabe resaltar también el amplio registro histórico de eventos sísmicos de magnitud > 4 M, cuyos epicentros se localizan en la zona sumergida de la falla, en diferentes catálogos de sismicidad (Bounif *et al.*, 2004) (**Figura 16**).

Destaca, entre los diferentes seísmos registrados, el terremoto de Zemmouri del 21 de mayo de 2003 de 6.9 Mw (Alasset *et al.*, 2006), que generó un tsunami que se propagó hasta las costas alicantinas. En las costas de Orán destaca también el registro de una serie de seísmos en 1790, localizados en la falla inversa sumergida (35.81°N, 0.68°W) y con carácter tsunamigénico, cuya magnitud propuesta por (Buforn *et al.*, 2017; Stirling *et al.*, 2002; Ayadi y Bezzeghoud, 2015; Bouhadad y Laouami, 2002) oscila entre 6.75 – 7.0 Mw. La simulación de los tsunamis generados por estos terremotos registrados, con su propagación hacia la costa de El Campello (Alicante) es

objeto de estudio del presente Trabajo de Fin de Grado, así como un hipotético terremoto futuro en alguna de las fallas de estudio de gran magnitud y con un elevado potencial tsunamigénico.



Figura 15: Mapa del mar Mediterráneo y su riesgo de generación de tsunamis clasificado como potencial bajo, moderado, alto o muy alto. Extraído de Iglesias (2005).

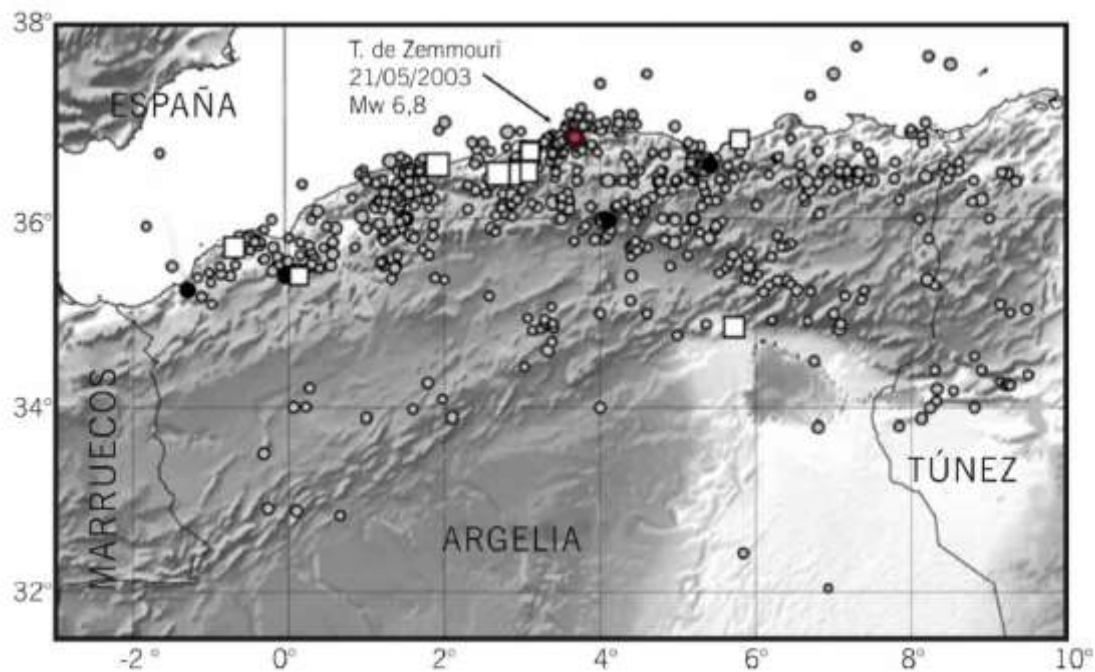


Figura 16: mapa de registro sísmico del norte de Argelia, con terremotos históricos representados con magnitud > 4 Mw. Extraído de Bounif *et al.* (2004).

3.4 REGISTROS HISTÓRICOS

Las costas alicantinas tienen un registro histórico muy escaso de impactos de tsunami, poco comparable con áreas más activas en el mismo mar Mediterráneo, como el mar Tirreno y el mar Jónico con 67 tsunamis desde el año 79, o el mar Egeo y el mar de Mármara con 86 tsunamis registrados desde el año 426 a.C.; o en la misma Península Ibérica como el golfo de Cádiz, con un importante tsunami generado en Lisboa en 1755 (NGDC/WDS, 2015). Sin embargo, cabe destacar el tsunami que impactó sobre las Islas Baleares en 2003 y en menor medida sobre las costas de Alicante, generado por un terremoto de 6.9 Mw frente a la costa argelina de Zemmouri el 21 de mayo (Alasset *et al.*, 2006). El tsunami se propagó en dirección N-NW, incidiendo directamente sobre las Islas Baleares y alcanzando una altura de 3 metros, siendo registrado también en mareógrafos de Valencia (0.52 m), Málaga (1.82 m) e incluso en Niza (0.1m) (Vich y Monserrat, 2009).

En 1856, un terremoto con epicentro en la zona de Djijelli, Argelia, generó un tsunami que afectó localmente a las costas adyacentes argelinas, con una altura de ola de hasta 1.5 m (Papadopoulos y Fokaefs, 2005). Previamente, en 1365, un terremoto de magnitud 7.2 Mw destruyó la ciudad de Argel, la cual según crónicas se vio inundada por el mar poco después (Ayadi y Bezzeghoud, 2015).

Ya en registros del siglo XX, desde la base de datos históricos de tsunamis de la NOAA, se registran cuatro episodios de tsunamis generados por terremotos (NGDC/WDS, 2015), con epicentro en las fallas sumergidas norargelinas tal y como se muestra en la **Tabla 2**.

| AÑO | MAGNITUD | LATITUD | LONGITUD | ALTURA MÁXIMA DE OLA (m) |
|------|----------|---------|----------|--------------------------|
| 1954 | 6.7 | 36.283 | 1.467 | 0.33 |
| 1980 | 7.7 | 36.195 | 1.354 | 0.7 |
| 1989 | 5.9 | 36.788 | 2.448 | 0.1 |
| 2003 | 6.8 | 36.964 | 3.634 | 3 |
| 2003 | 5.7 | 36.939 | 3.578 | 0.08 |

Tabla 2: Registro de tsunamis generados por terremotos en la costa de Argelia. Extraído de NGDC/WDS (2015).

4. MATERIAL Y MÉTODOS

Como se ha comentado previamente, el presente Trabajo de Fin de Grado se centra en recrear diferentes escenarios de tsunamis generados en dos fallas diferentes del norte de Argelia, con su consecuente propagación hacia las costas de El Campello y su posible impacto, con el fin de analizar el riesgo de tsunami con origen sísmico que existe en la región de El Campello.

Tal y como se explica en el apartado de la zona de estudio, se realiza un análisis de los diferentes parámetros de Okada (1985) de la falla inversa sumergida frente a la costa de Orán (35.81°N, 0.68°W) (Figura 13) y la localizada en la costa de Argel, perteneciente al sistema de fallas de Mitidja (38.83°N, 3.65°E) (Figura 14). Los diferentes escenarios recreados se recrean a partir de parámetros de falla registrados en publicaciones científicas de diferentes autores. Para la falla de Mitidja, en las costas de Argel, nos centramos en los parámetros registrados en el terremoto de Zemmouri (21 de mayo de 2003) por diferentes autores, tal y como se muestra en

Tabla 3.

| PUBLICACIÓN | Meghraoui <i>et al.</i> (2004) | Delouis <i>et al.</i> (2004) | Semmane <i>et al.</i> (2005) | Yelles <i>et al.</i> (2004) |
|--------------------------|---|---|---|---|
| Localización | 36.83°N 3.65°E (Bounif <i>et al.</i> , 2004) | 36.83°N 3.65°E (Bounif <i>et al.</i> , 2004) | 36.83°N 3.65°E (Bounif <i>et al.</i> , 2004) | 36.83°N 3.65°E (Bounif <i>et al.</i> , 2004) |
| Mw | 6.8 | 6.9 | 7.1 | 6.7 |
| Profundidad | ~ 8 km | ~ 6 km | ~ 16 km | ~ 8 km |
| Parámetros | Strike 54 | Strike 70 | Strike 54 | Strike 64 |
| | Dip 50 | Dip 45 | Dip 47 | Dip 50 |
| | Rake 90 | Rake 95 | Rake 90 | Rake 111 |
| Dimensiones falla | 54 x 15 km | 60 x 24 km | 64 x 32 km | 50 x 16 km |

Tabla 3: Parámetros del terremoto de Zemmouri (2003) definidos por cada autor.

Por otro lado la falla de Orán (35.81°N, 0.68°W), se trata de una falla con poco registro sísmico reciente, sin embargo, a partir del trabajo de Bouhadad (2008), donde describe los parámetros de Okada (1985), se realizaron dos simulaciones del terremoto registrado en 1790 en la falla de Orán basándonos en el estudio de Buform *et al.* (2017) con dos magnitudes diferentes tal y como se muestra en la **Tabla 4**.

| PUBLICACIÓN | Bouhadad (2008) | Bouhadad (2008) |
|--------------------------|---|---|
| Localización | 35.81°N 0.68°W (Buform <i>et al.</i> , 2017) | 35.81°N 0.68°W (Buform <i>et al.</i> , 2017) |
| Mw | 6.75 | 7.0 |
| Profundidad | 10 km | 10km |
| Parámetros | Strike 64 | Strike 64 |
| | Dip 50 | Dip 50 |
| | Rake 90 | Rake 90 |
| Dimensiones falla | 60 x 34 km | 60 x 34 km |

Tabla 4: Parámetros del terremoto de Orán (1790) definidos por Buform *et al.* (2017)

Una vez simulados los casos reales de terremotos históricos, tanto en la falla de Argel como en la de Orán, se recrearon diferentes escenarios de tsunami futuros en cada una de las fallas a partir del estudio de Stirling *et al.* (2002). Donde teniendo en cuenta el área de ruptura de cada falla, el máximo seísmo posible que puede generar la falla frente a las costas de Argel (38°83'N, 3°65'E) es de 7.5 ± 0.3 Mw, y de la falla de Orán (35°45'N, 0°55'W) de 7.0 ± 0.3 Mw. Recreando en el primer caso se generaron tres escenarios posibles con magnitudes de 7.5 y 7.8 Mw, y para la falla de Orán tres escenarios con magnitudes 7.2 y 7.3 Mw.

Para simular la generación y propagación de tsunamis emplearemos el software *Easywave* en el sistema operativo Linux, escrito en lenguaje C++. *Easywave* permite a su vez realizar computaciones a tiempo real, siendo muy efectivo a modo de sistema de alerta temprana; al realizar computaciones a tiempo real, evita la acumulación de un gran número de escenarios pre-computados, como realizan la mayoría de los sistemas de alerta temprana, y reduce el tiempo de computación a apenas segundos, desde que se produce la fuente tsunamigénica hasta que se obtienen los diferentes parámetros del tsunami en propagación.

Easywave computa ecuaciones de aguas someras mediante aproximaciones lineales. De este modo, no realiza simulaciones de inundación costera de forma directa, si no que simula la propagación de onda hasta el límite de las ecuaciones de aguas someras (20 -50 metros de profundidad) y posteriormente estima la máxima amplitud e inundación costera a partir de la ley de Green (1838) (**Ecuación 4**), siendo H_1 y H_2 la altura del oleaje en dos localizaciones diferentes y h_1 y h_2 la profundidad de la columna de agua en esas mismas localizaciones. Para la propagación de las ondas el software emplea el algoritmo *TUNAMI-F1* (IUGG/IOC, 1997), basado en teorías lineales para la propagación en el océano en coordenadas esféricas.

(Ecuación 4)

$$H_1 \cdot \sqrt[4]{h_1} = H_2 \cdot \sqrt[4]{h_2}$$

Las simulaciones de propagación se realizaron a partir de datos batimétricos en forma de tabla ASCII de la zona de estudio (.grd), unas condiciones iniciales (.inp), donde se definen los parámetros de las diferentes fallas potenciales generadoras de tsunamis siguiendo los parámetros del modelo de Okada (1985), un punto de interés conformado por las coordenadas geográficas (.poi) y un tiempo de computación para generar las diferentes fases del modelo de propagación. Los datos batimétricos se extrajeron del portal web Global Multi-Resolution Topography (GMRT), que dispone de datos globales batimétricos y topográficos, obtenidos con sonda multihaz en una alta resolución (Ryan *et al.*, 2009). Cada simulación se representó en un mapa de altura máxima de ola registrada en las primeras 8 horas desde la generación del tsunami, así como diferentes mapas con la propagación de las olas generadas, con su

correspondiente altura y localización en cada tiempo. Además, se estableció como punto de interés (**Figura 17**) la playa de El Campello ($38^{\circ}25'28.81''\text{N}$ $0^{\circ}23'11.86''\text{W}$) con el fin de analizar la altura de oleaje máxima que impacta sobre ese punto en cada una de las simulaciones.



Figura 17: Localización del punto de interés POI, situado en una de las escolleras de la playa de El Campello para estudiar la altura y tiempo de impacto del conjunto de olas de tsunami simuladas como estudio de riesgo de tsunamis en la localidad de El Campello. Extraído de GoogleEarth.

5. RESULTADOS

Como bien se ha concretado en el apartado de material y métodos, se diferencian dos apartados dentro de los resultados obtenidos. Por un lado, los correspondientes con los seísmos generados en la falla de Mitidja frente a las costas de Argel seguido de las simulaciones realizadas de tsunamis de origen sísmico generados en la falla sumergida frente a la costa de Orán.

5.1 FALLA DE MITIDJA (ARGEL)

En la simulación del terremoto de Zemmouri de 2003, con hipocentro en la falla de Mitidja frente a las costas de Argel, se obtuvieron diferencias claras en las características y propagación del tsunami, debido al uso de diferentes valores en los parámetros de falla de cada uno de los autores. (**Figura 18**).

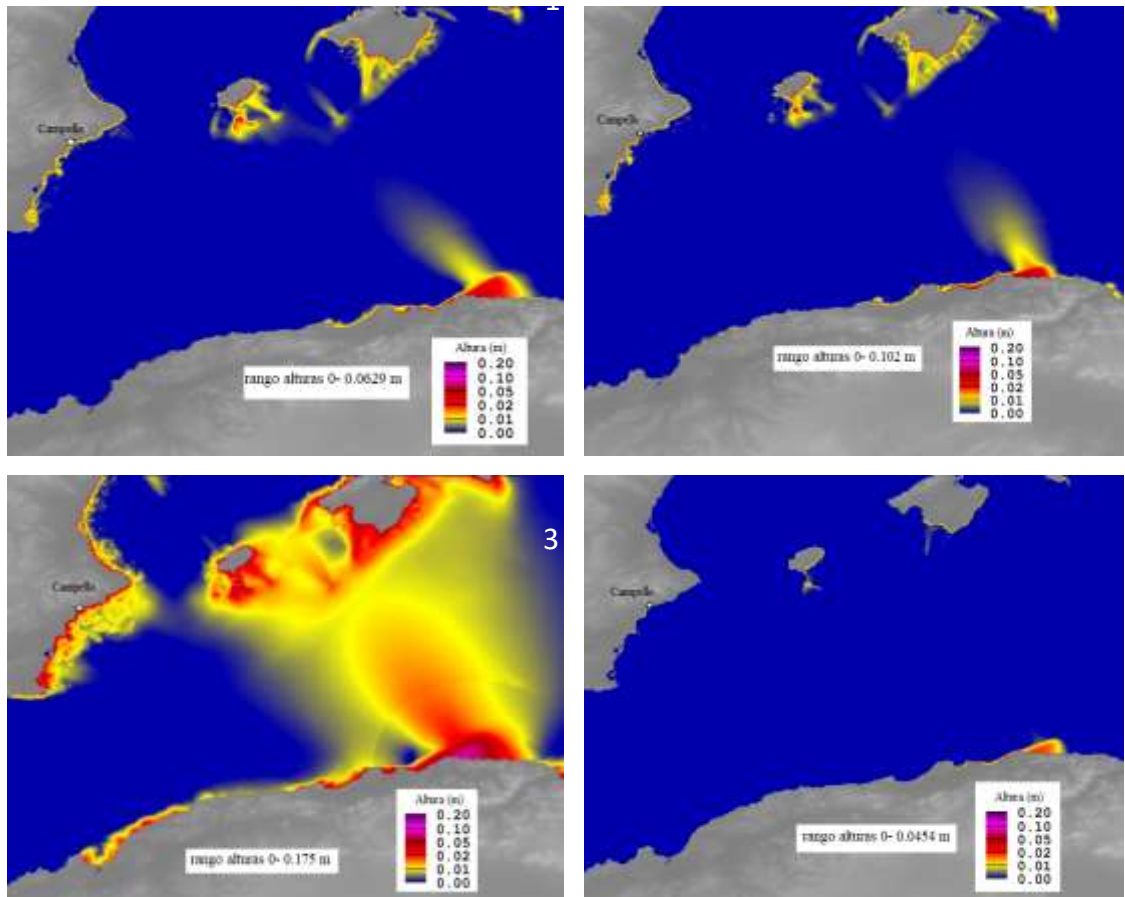


Figura 18: Conjunto de simulaciones de altura máxima de oleaje registrada en las primeras 8 horas desde la generación del seísmo. (1) terremoto de 6.8 Mw (Meghraoui *et al.*, 2004). (2) terremoto de 6.9 Mw (Delouis *et al.*, 2004). (3) Terremoto de 7.1 Mw (Semmane *et al.*, 2005) y (4) seísmo de 6.7 Mw (Yelles *et al.*, 2004).

En la primera simulación, correspondiente con el estudio de Meghraoui *et al.* (2004), se simuló un terremoto de 6.8 Mw que produjo una propagación del tsunami hacia las Islas Baleares, impactando también en las costas de Alicante. Los diferentes trenes de ondas generados alcanzaron una altura máxima de 6.29 cm. En las costas argelinas alcanzan niveles máximos en la altura del oleaje registrado, mientras que en las costas de Baleares y El Campello la altura máxima de ola se encuentra entre 1 y 5 cm, por la pérdida de energía de los diferentes trenes de ondas conforme avanzan en su propagación. En la segunda simulación basada en los parámetros definidos por Delouis *et al.* (2004), con un sismo generador de tsunami de 6.9 Mw, se obtiene un rango mayor de altura máxima del oleaje durante las primeras 8 horas desde la producción del sismo, alcanzando una altura máxima de 10.2 cm en las propias costas argelinas. Para el litoral de El Campello, el rango de altura del oleaje oscila con valores entre 1 y 5 cm, como en la anterior simulación. Para la tercera simulación generada, basada en el trabajo de Semmane *et al.* (2005) en el que se define un terremoto de magnitud 7.1 Mw con hipocentro a 16 km de profundidad, siendo el tsunami generado de mayor grado en comparación con las anteriores simulaciones. Se obtuvo una altura de oleaje máxima de 17.5 cm registrada en las costas de Argelia; en el caso del oleaje registrado en el litoral de El Campello se obtiene una altura de ola de entre 5 y 10 cm. La propagación del oleaje debido al terremoto abarca la Cuenca Argelina casi en su totalidad, con una dirección hacia las Islas Baleares, teniendo esta franja del Mediterráneo una altura superior a 1 cm. Por último, la simulación del tsunami generado por un terremoto de 6.7 Mw con hipocentro a 8 km de profundidad tomando como base los parámetros definidos por Yelles *et al.* (2004), se obtuvo una altura máxima del oleaje de 4.54 cm. La propagación de los diferentes trenes de ondas es menor en comparación con las anteriores simulaciones, teniendo una repercusión sobre las costas de El Campello de menor calibre, con una altura máxima de ola registrada de 1 cm sobre el nivel del mar.

En cuanto a la propagación de ondas, en el caso de los terremotos de 6.8 Mw (Meghraoui *et al.* 2004), de 6.9 Mw (Delouis *et al.*, 2004) y de 6.7 Mw (Yelles *et al.*, 2004) no se obtuvo una representación visual representativa del avance del tren de ondas a diferente tiempo, debido a la pequeña altura del tsunami generado, menor a 10.2 cm en todos los casos. Tan solo resulta apreciable la formación de la onda inicial frente a la costa de Argel, con un valle de onda formado a los 5 minutos de la generación del sismo a una profundidad de 4 cm seguido de una cresta a los 10 minutos de la producción del sismo de una altura de 4 cm (**Figura 19**).

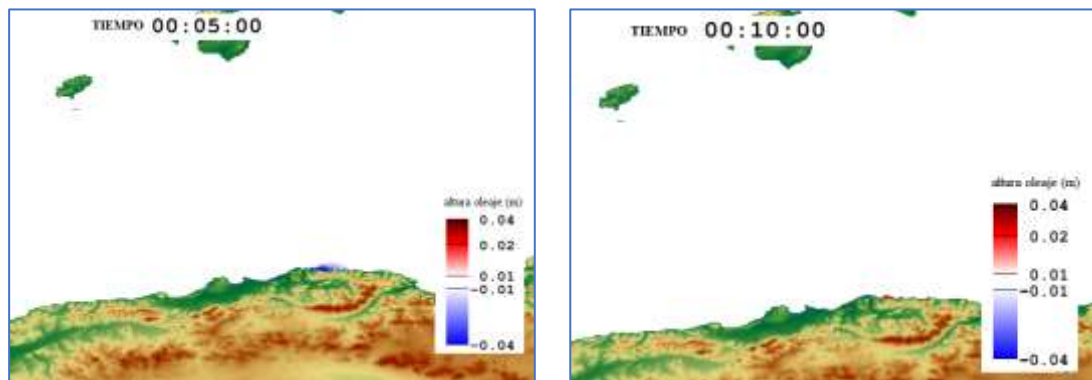


Figura 19: Propagación del oleaje de tsunami para seísmo de 6.9 Mw (Delouis *et al.*, 2004). Se representa su propagación pasados 5 y 10 minutos desde la generación del seísmo.

Sin embargo, para la simulación del terremoto de 7.1 Mw definido por Semmane *et al.* (2005) se obtuvo una simulación de la propagación de ondas de mayor altura (**Figura 20**). Se obtuvo a los 5 minutos de la generación del seísmo una cresta en el frente de ondas de unos 10 cm de altura con una dirección de propagación hacia la isla de Mallorca. A los 15 minutos de la generación del seísmo, el frente de ondas de una altura de entre 5 y 7 cm sobre el nivel del mar, impacta con el sur de la isla de Mallorca con una velocidad de propagación aproximada de 470 km/h. Pasados 45 minutos desde la generación del tsunami, se produce el impacto sobre Ibiza por la reflexión del frente de ondas al impactar sobre Mallorca. La ola reflejada desde Mallorca al unirse con la onda frente proveniente de las costas de Argel conforma una ola de entre 9 y 10 cm de altura que impacta en la costa Este de la isla de Ibiza, reflejándose hacia el litoral de la provincia de Alicante. En las costas sur de Mallorca se suceden numerosas crestas y valles de unos 10 cm de altura y profundidad, respectivamente, fruto de la reflexión e impacto de los diferentes trenes de ondas que conforman el tsunami generado. Pasadas 1 hora y 10 minutos desde su generación, el tsunami impacta sobre la costa de El Campello con una ola inicial de unos 7 cm de altura aproximadamente, habiéndose dado una pérdida de energía considerable desde la emisión del tsunami desde Argelia y debido a los fenómenos de reflexión al impactar con las Islas Baleares.

En cuanto al escenario de tsunami futuro basado en los estudios de Stirling *et al.* (2002), se obtuvo una propagación del tsunami más amplia para ambos terremotos de 7.5 y 7.8 Mw en comparación con las simulaciones realizadas del terremoto de Zemmouri de 2003. Para el terremoto de magnitud 7.5 se generó un tsunami con una altura máxima de ola registrada de 0.7 m aproximadamente (**Figura 21**). Esta altura máxima se localiza frente a las costas de Argel, a su vez, en el litoral de las Islas Baleares y de El Campello se registra un oleaje con una altura máxima de entre 15 y 25 cm, duplicando su altura en comparación con la altura registrada en el

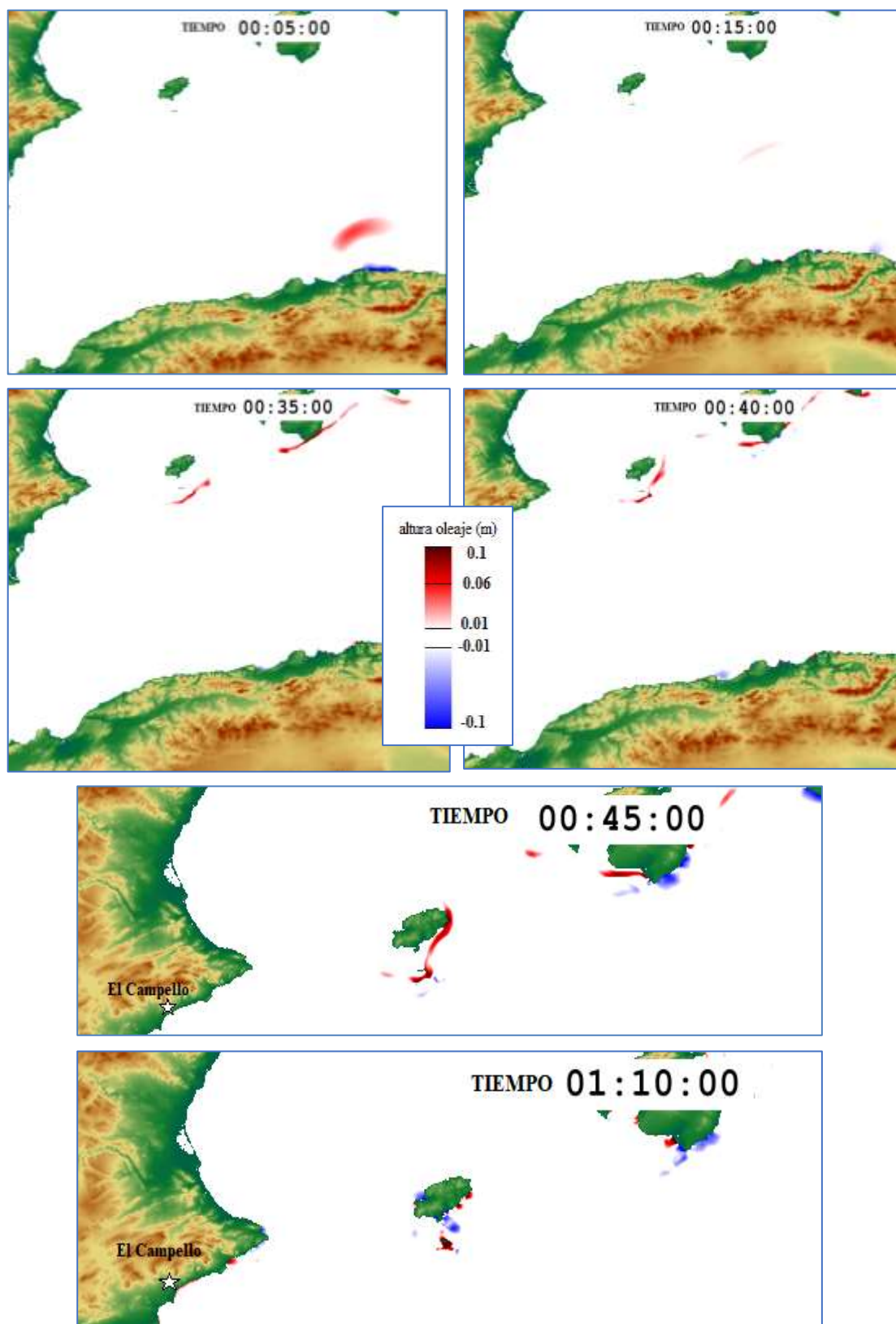


Figura 20: Propagación del tsunami generado por el seísmo de magnitud 7.1 Mw (Semmane *et al.*, 2005) pasados 5, 10, 15, 35, 40, 45 y 70 minutos desde su generación en las costas de Argel.

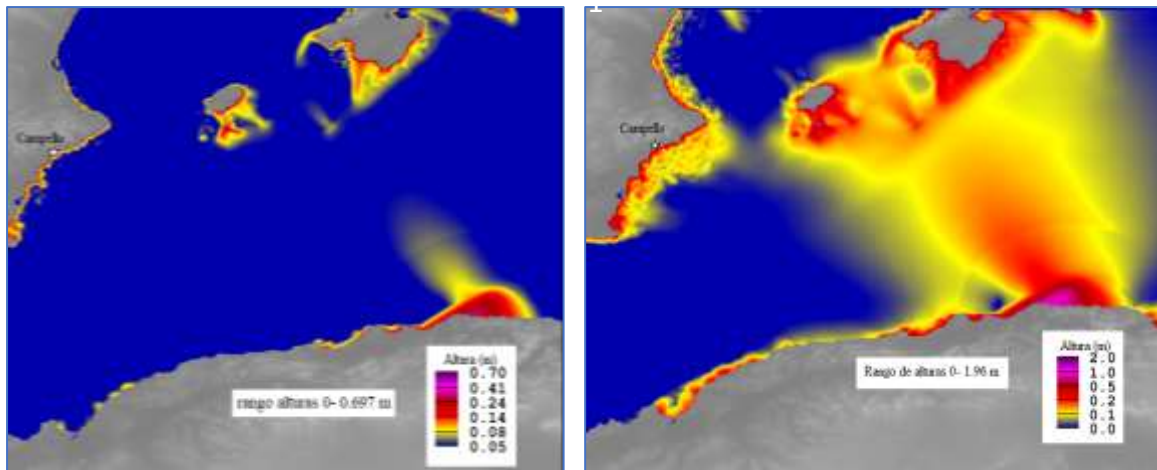


Figura 21: Conjunto de simulaciones para los seísmos de máxima magnitud definidos por Stirling *et al.* (2002). (1) seísmo de magnitud 7.5 Mw. (2) seísmo de magnitud 7.8 Mw.

terremoto de Zemmouri en estas mismas localidades. En el caso del escenario de tsunami hipotético generado por un seísmo de 7.8 Mw, se obtuvo una altura máxima de oleaje de 1.96 m frente a las costas de Argel. Se trata de un tsunami de mayor magnitud y potencial de daño en el que se registran olas que impactan en el litoral de El Campello con una altura aproximada de 0.72 metros.

En cuanto a la propagación, el tsunami generado por el seísmo de 7.8 Mw llega a las costas de Campello pasados 48,53 minutos desde la generación del tsunami en la falla de Mitidja, siendo el tiempo de llegada del tsunami generado por el seísmo de 7.5 Mw de 58.75 minutos. En la **Figura 22** se representa la propagación únicamente del tsunami generado por el terremoto de mayor magnitud, ya que la propagación de los distintos trenes de ondas es muy similar entre ambos seísmos y resulta más representativo el tsunami con mayor altura del oleaje. Tal y como se puede apreciar en la **Figura 22** a los 5 minutos de generarse el tsunami ya se ha emitido el segundo tren de ondas, estando el primero encabezado por un valle de aproximadamente 1 metro de profundidad seguido de una amplia cresta de 1 metro de altura aproximadamente también. A los 25 minutos de su emisión, el frente de ondas impacta contra el sur de la Isla de Mallorca, a una velocidad de más de 650 km/h. A los 40 minutos de su emisión la primera cresta de 0.8 metros de altura impacta contra la Isla de Ibiza y parte de ella es reflejada contra el litoral de Alicante, a lo largo de toda la Cuenca Argelina puede apreciarse los fenómenos de reflexión de ondas. Es a los 48 minutos cuando el tsunami comienza a impactar sobre la costa de El Campello, alcanzando una altura máxima de 0.72 metros en forma de cresta en un tiempo de 182 minutos y una regresión del nivel del mar a una profundidad máxima de 0.81 metros a los 178 minutos desde la propagación del tsunami en la falla de Mitidja. Cabe destacar que la altura máxima del oleaje se da pasadas 3 horas de la emisión del tsunami.

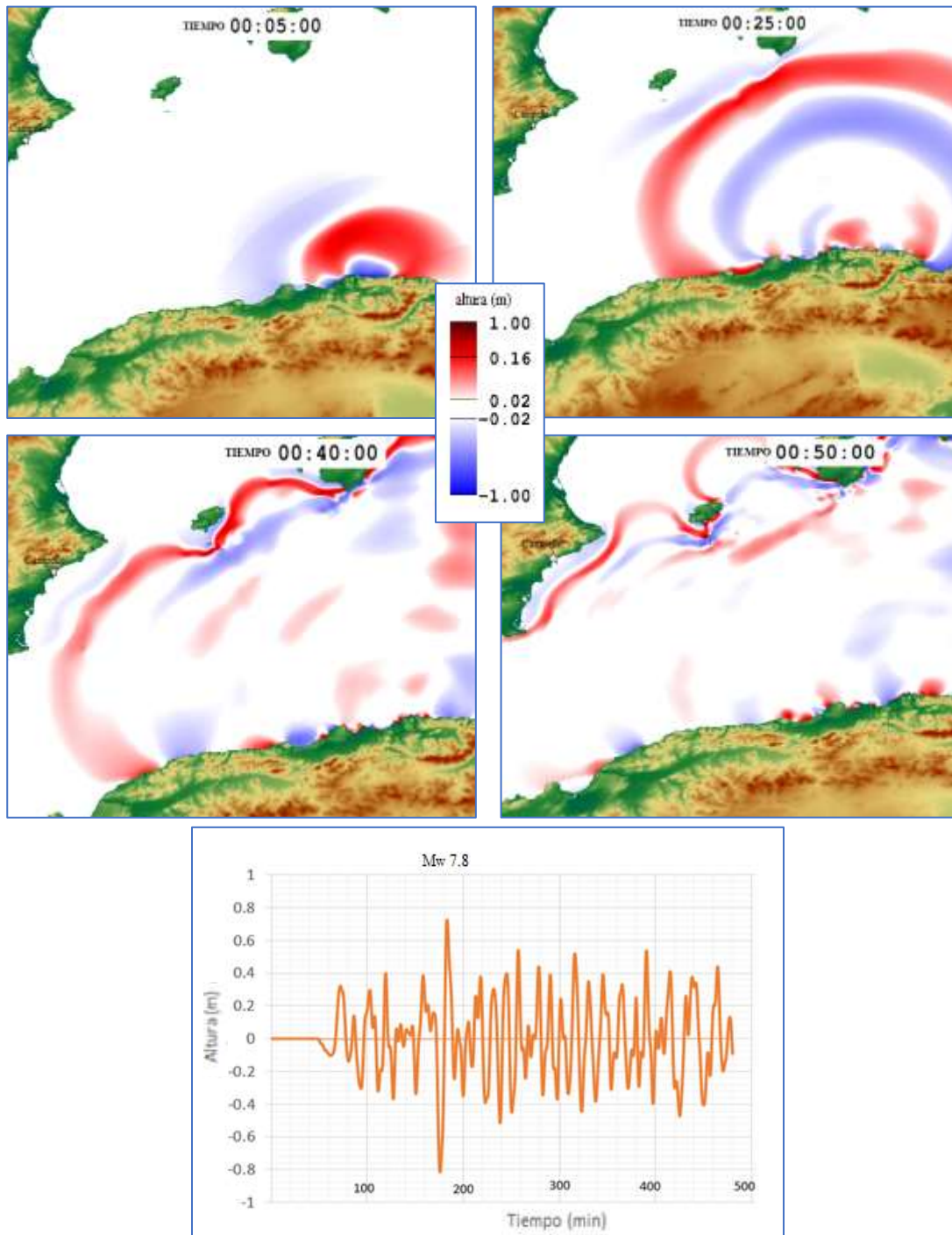


Figura 22: Propagación del tsunami generado por el seísmo de 7.8 Mw definido por Stirling *et al.* (2002) pasados 5, 25, 40 y 50 minutos desde su emisión en las costas de Argel. La gráfica inferior muestra las diferentes alturas que impactan sobre el punto de interés (38°25'28.81"N 0°23'11.86" W) situado en la costa de El Campello, con el tiempo de llegada.

5.2 FALLA DE ORÁN

En cuanto a las dos simulaciones del terremoto de Orán de 1790 con magnitudes de 6.75 y 7 Mw (Bouhadad, 2008), se obtuvo diferencias entre las alturas máximas del oleaje registrado. Para la primera simulación basada en el seísmo de magnitud 6.75 Mw encontramos una altura máxima altura de ola registrada en las primeras 8 horas desde el inicio del tsunami de 3.79 cm frente a las costas de Orán, en las costas de Alicante la altura máxima tiene un valor entre 1 y 2 cm. Por otro lado el seísmo de magnitud 7 Mw genera una altura máxima de oleaje frente a las costas de Orán de 8.96 cm, siendo para las costas de Alicante de unos 3 cm aproximadamente (Figura 23).

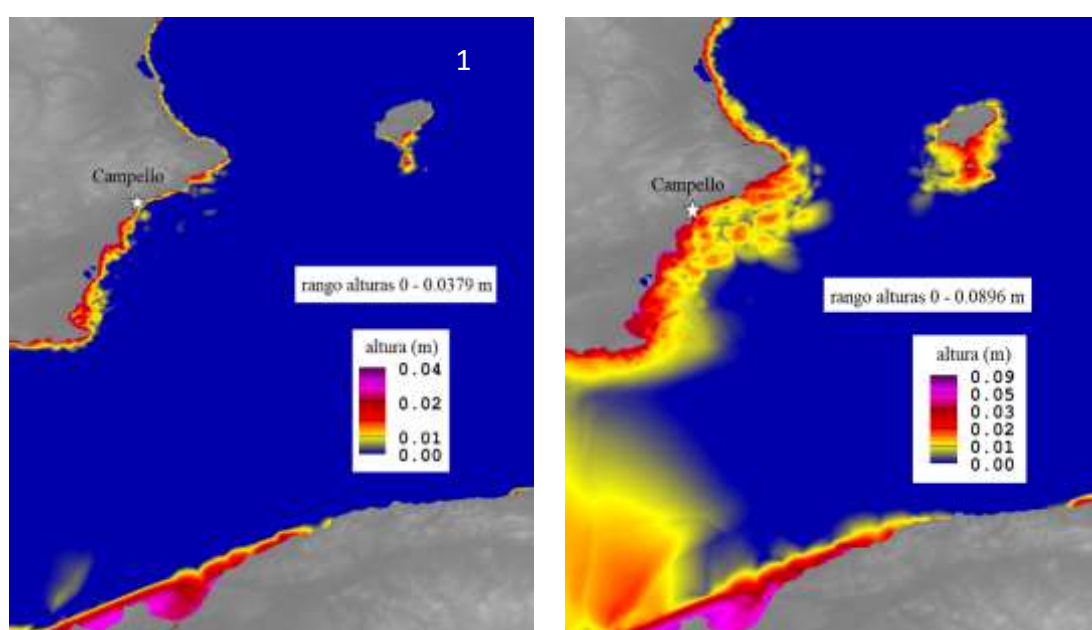


Figura 23: Simulaciones para los seísmos de 6.75 Mw (1) y 7 Mw (2) generados en la falla de Orán (Bouhadad, 2008). Se representa la máxima altura de oleaje de tsunami en las primeras 8 horas desde su emisión

En cuanto a la propagación, en ambos tsunamis se obtuvo un tiempo de llegada similar a la costa de El Campello. Por un lado, el seísmo de 6.75 Mw tardó 45.27 minutos en llegar hasta el punto de interés localizado en la paya de El Campello, a su vez el tsunami generado por el seísmo de magnitud 7 Mw tardó 43.18 minutos. En las Figuras 24 y 25 se realiza una comparativa de la progresión de los diferentes frentes de onda generados entre ambos seísmos. Cabe destacar que la altura máxima registrada de ola en el primer seísmo (Figura 24) en toda la cuenca donde se proyecta es de 3.6 cm al impactar sobre las costas de Cartagena, en el espacio delimitado entre el cabo Tiñoso y el cabo de Palos. A su vez, la altura máxima registrada en toda la cuenca de propagación del tsunami generado por el seísmo de magnitud 7 Mw es de 8.7 cm (Figura 25)

en la misma zona que el primero en ambos casos pasados 30 minutos desde su emisión en la falla de Orán.

En cuanto al impacto en la costa de El Campello, en el seísmo de magnitud 6.75 Mw alcanzó una altura máxima de 1.7 cm pasados 132 minutos de la generación del tsunami en las costas de Orán (**Figura 24**) y una retirada máxima del mar de 2.2 cm pasados 122 minutos desde su generación. Para el seísmo de magnitud 7 Mw, se alcanza una altura máxima de ola de tsunami 3.9 cm (**Figura 25**) transcurridos 132.5 minutos y una regresión máxima del nivel del mar de 5.4 cm pasados 121.5 minutos desde su inicio en la costa de Orán.

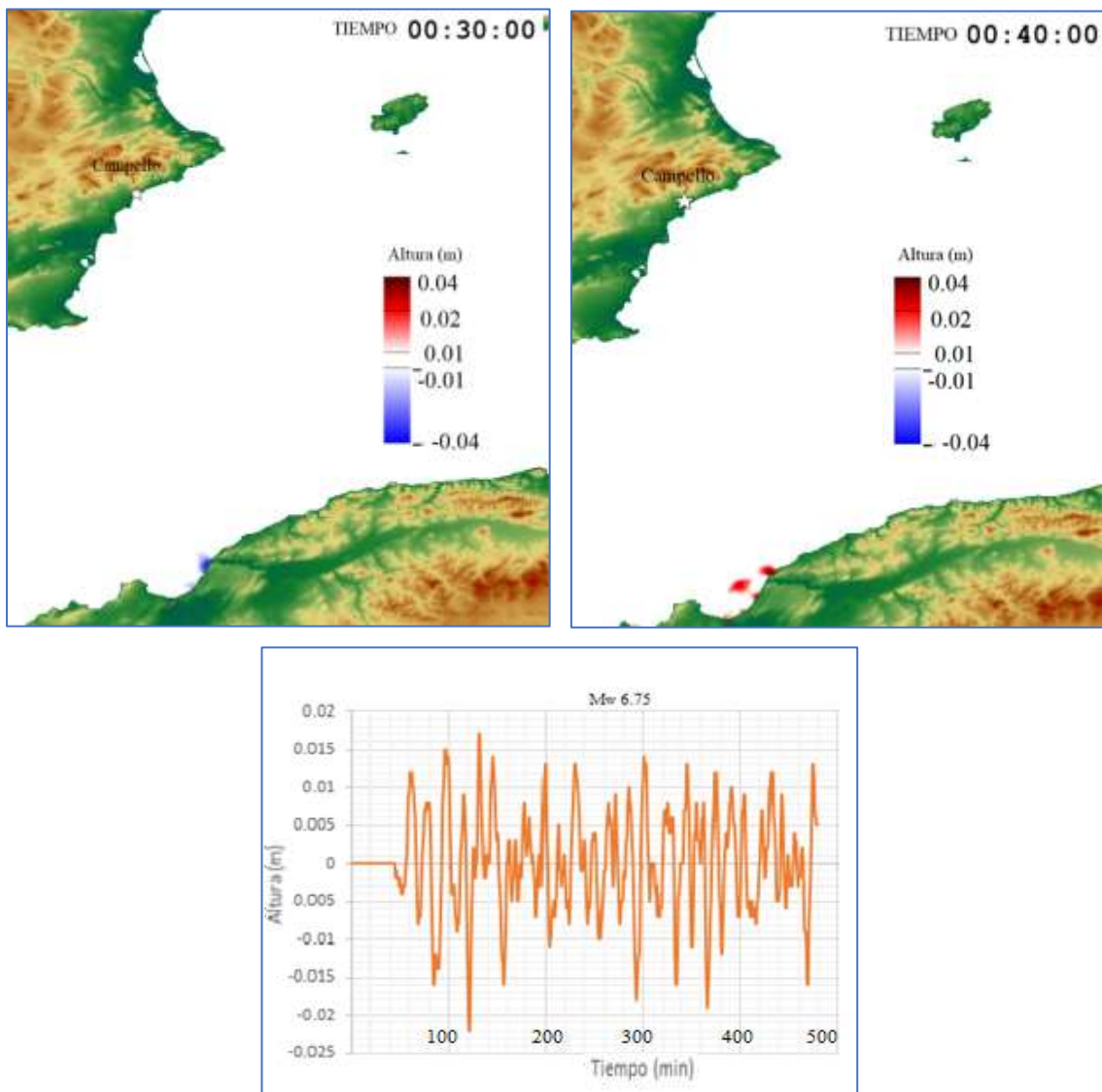


Figura 24: Mapa de propagación del tsunami generado por un seísmo de 6.75 Mw en Orán, se representa las ondas pasados 30 y 40 minutos desde su emisión. La gráfica inferior muestra las diferentes alturas que impactan sobre el punto de interés ($38^{\circ}25'28.81''N$ $0^{\circ}23'11.86''W$) situado en la costa de El Campello, con el tiempo de llegada.

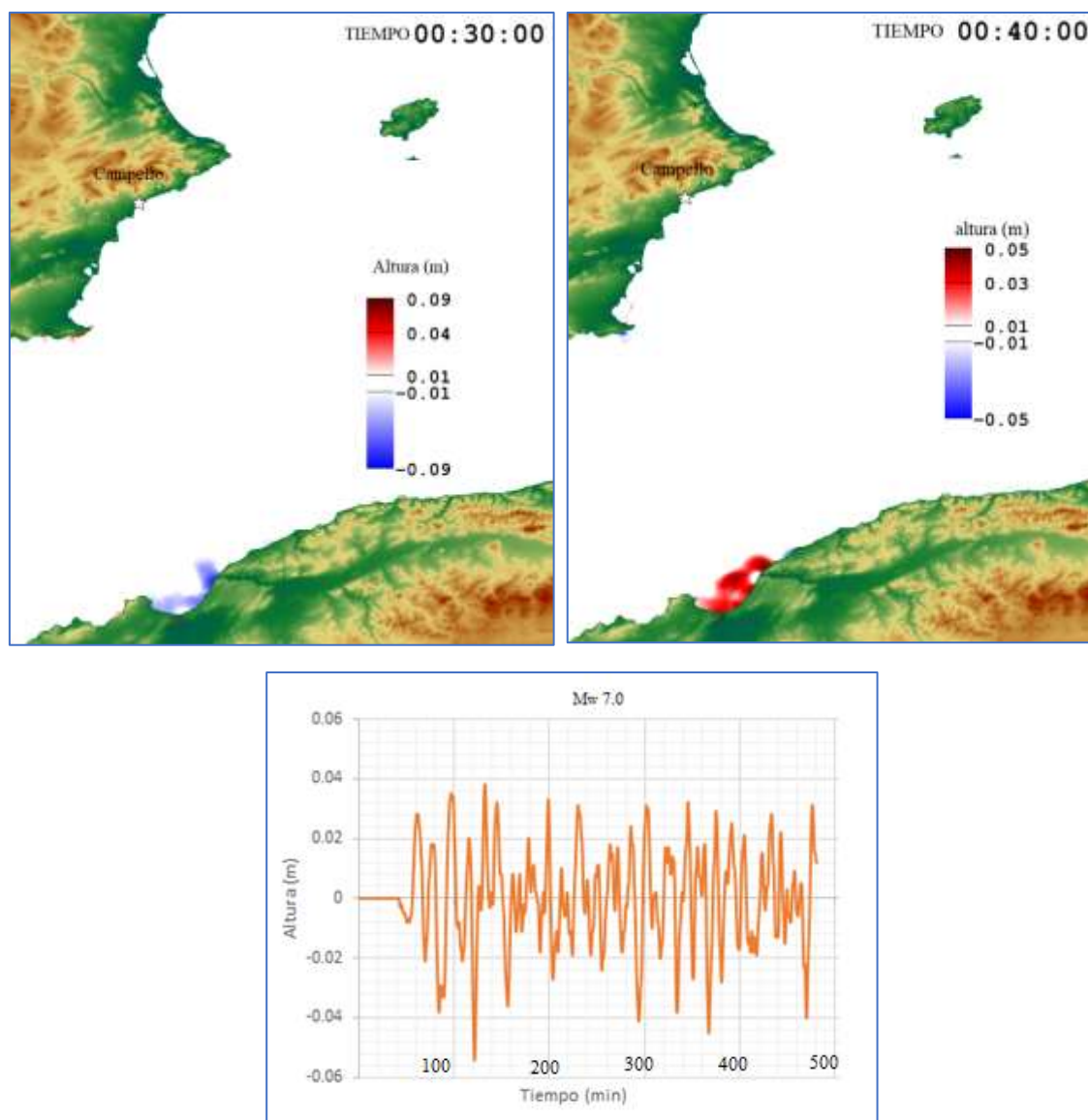


Figura 25: Mapa de propagación del tsunami generado por un seísmo de 7.0 Mw en Orán, se representa las ondas pasados 30 y 40 minutos desde su emisión. La gráfica inferior muestra las diferentes alturas que impactan sobre el punto de interés ($38^{\circ}25'28.81''N$ $0^{\circ}23'11.86''W$) situado en la costa de El Campello, con el tiempo de llegada.

Por otro lado, en cuanto a los resultados obtenidos al simular los escenarios hipotéticos de tsunamis generados por dos seísmos de magnitudes 7.2 y 7.3 Mw (Stirling *et al.*, 2002), se generó una propagación de las ondas similar a lo largo de la cuenca argelina transcurridas 8 horas desde la generación del tsunami. Para el seísmo de 7.2 Mw se registra una altura máxima de ola frente a las costas de Orán de 17.9 cm, alcanzando una altura de unos 10 cm sobre el litoral de Murcia. Para el caso del litoral de Alicante, se establece una sucesión de olas de unos 6 cm de altura, al igual que en las Islas Baleares (**Figura 26**). Para el tsunami resultante del seísmo de magnitud 7.3 Mw se genera una altura máxima de 50 cm frente a las costas de Orán, del mismo modo que en el anterior seísmo la altura de ola es menor conforme se da la propagación hacia la Península Ibérica, alcanzando los 35 cm en el litoral murciano y una altura máxima de 20 cm aproximadamente sobre las costas de El Campello y Baleares.

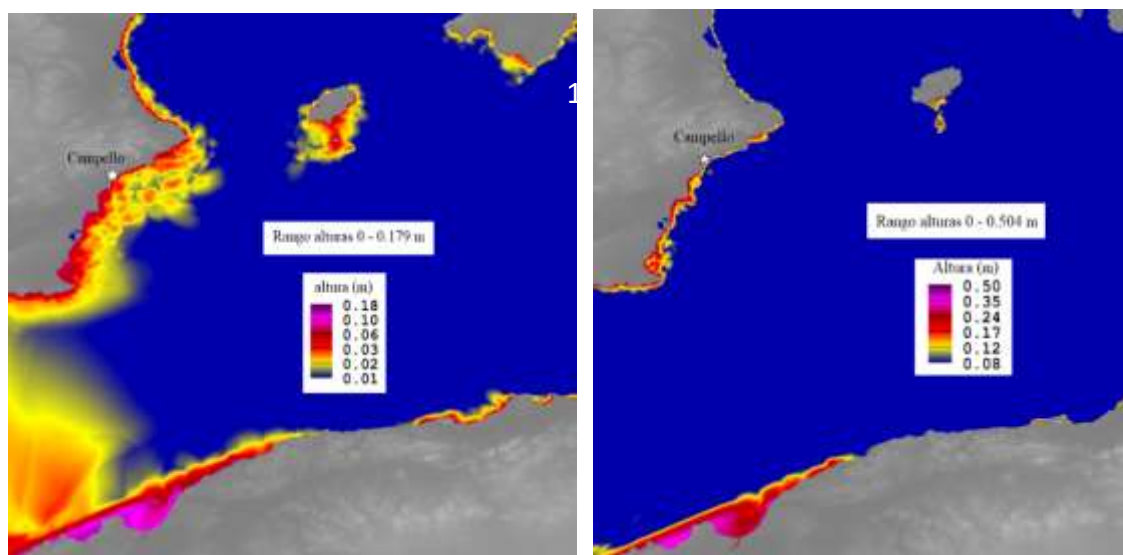


Figura 26: Conjunto de simulaciones para los seísmos de máxima magnitud definidos por Stirling *et al.* (2002). (1) seísmo de magnitud 7.2 Mw. (2) seísmo de magnitud 7.3 Mw.

En cuanto a la propagación de ambos tsunamis, para el tsunami generado por el seísmo de magnitud 7.2 Mw, a los 5 minutos de su generación avanza por el mar de Alborán un amplio frente en forma de cresta con una altura de ola próxima a los 5 cm. Pasados 25 minutos de su emisión, la ola adquiere unos 10 cm de altura e impacta a lo largo del litoral de Cartagena, desde cabo de Palos hasta cabo Tiñoso. El frente de ondas cambia de dirección al impactar sobre la costa de Cartagena pasados 35 minutos y finalmente se proyecta sobre el litoral de toda la provincia de Alicante con una altura aproximada de 7 cm (**Figura 27**) En el litoral de el Campello transcurren 42.25 minutos desde la generación del tsunami hasta la llegada del primer frente de ondas encabezado por un valle de onda. La altura máxima de ola registrada es de 7,1 cm a los 97 minutos del inicio del tsunami, mientras que la bajada máxima del nivel del mar se da a los 121.5 minutos con una profundidad de 10.9 cm.

Para el tsunami generado por el seísmo de magnitud 7.3 Mw, la propagación es idéntica a la del generado por el seísmo de 7.2 Mw, sin embargo, la altura de las olas cambia. A los 5 minutos la cresta perteneciente al frente de ondas tiene una altura aproximada de unos 15 cm, al impactar sobre el litoral de Cartagena a los 25 minutos, la ola adquiere una altura de 30 cm aproximadamente. Al igual que en el caso anterior, se da un cambio de dirección hacia el litoral de Alicante posterior al impacto con la costa de Cartagena, impactando con el litoral de toda la provincia de Alicante con una altura aproximada de 20 cm (**Figura 28**). En el litoral de El Campello transcurren 41.33 minutos desde que se produce el tsunami hasta que impacta el primer frente de ondas, encabezado una vez más por un valle. La altura máxima registrada en el punto estudiado es de 22cm y tiene lugar pasados 132.5 minutos desde el inicio del tsunami. Por otro

lado, la máxima retirada del mar es de 30.8cm y tiene lugar al cabo de 121.5 minutos desde el inicio del tsunami en las costas de Orán.

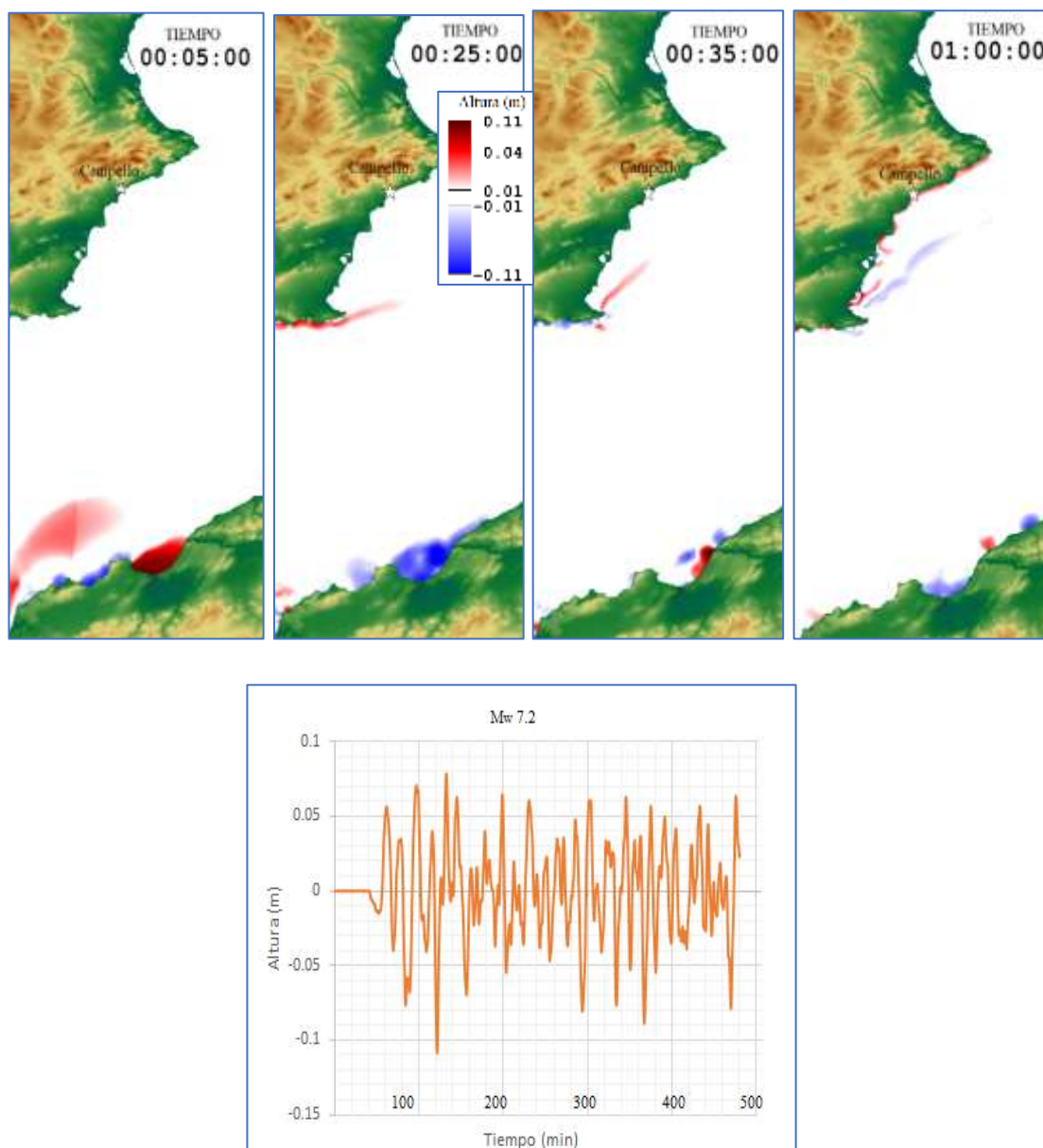


Figura 27: Mapa de propagación del tsunami generado por un sismo de 7.2 Mw en Orán, se representa las ondas pasados 5, 25, 35 y 60 minutos desde su emisión La gráfica inferior muestra las diferentes alturas que impactan sobre el punto de interés (38°25'28.81"N 0°23'11.86" W) situado en la costa de El Campello, con el tiempo de llegada.

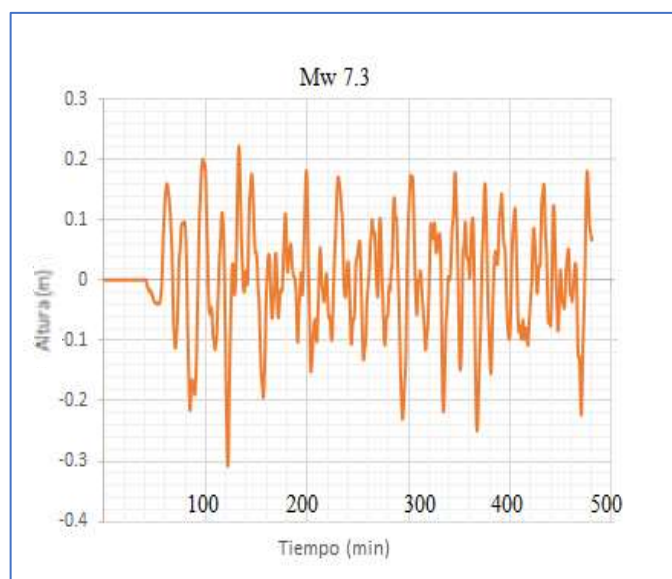
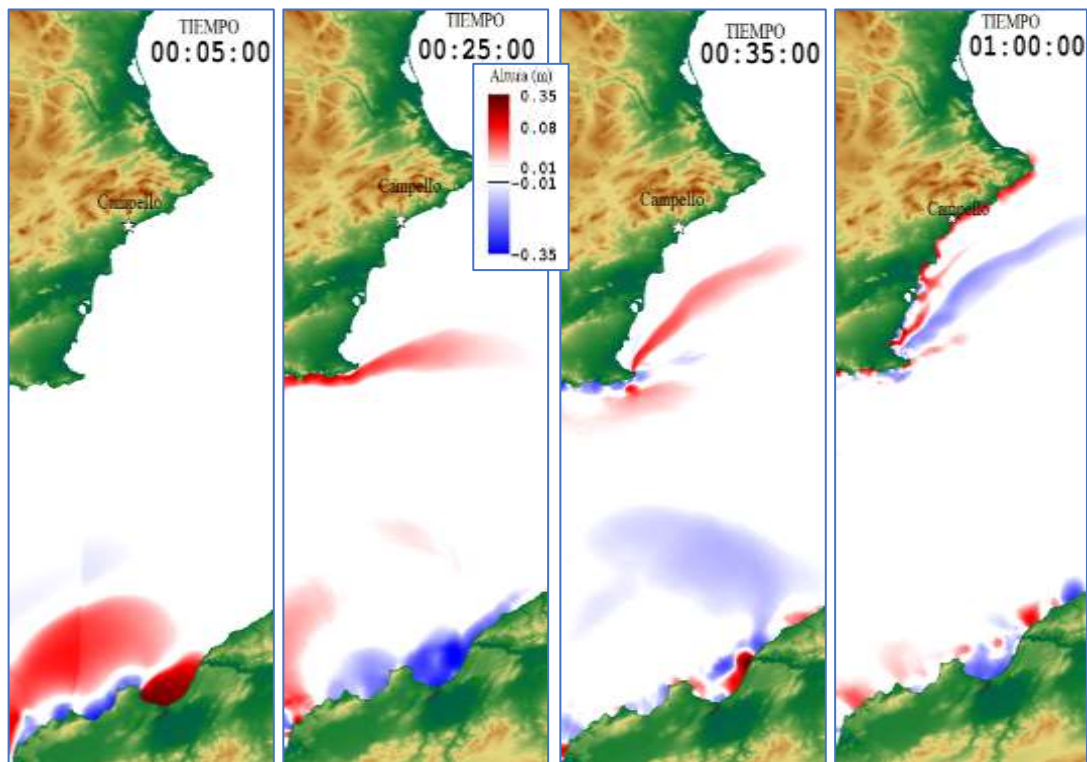


Figura 28: Mapa de propagación del tsunami generado por un seísmo de 7.2 Mw en Orán, se representa las ondas pasados 5, 25, 35 y 60 minutos desde su emisión La gráfica inferior muestra las diferentes alturas que impactan sobre el punto de interés ($38^{\circ}25'28.81''N$ $0^{\circ}23'11.86''W$) situado en la costa de El Campello, con el tiempo de llegada.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En el caso de las simulaciones llevadas a cabo en la falla de Mitidja (Argel), encontramos diferencias en la propagación y características de los tsunamis principalmente debido a cambios en la magnitud del seísmo que los origina y también a cambios en los parámetros de Okada (1985) propios de cada falla generadora. La discusión de los resultados obtenidos se realiza analizando la altura máxima registrada en las simulaciones de ambas fallas generadoras, seguida de la propagación y del impacto del tsunami sobre la población de El Campello.

6.1 ALTURA DE OLEAJE

En cuanto a la simulación del terremoto de Zemmouri (2003), analizando las diferentes magnitudes de los terremotos tsunamigénicos, es el terremoto de mayor magnitud con un valor de 7.1 Mw el que genera un oleaje de mayor altura a lo largo de toda la cuenca argelina. Si se realiza una comparación entre el oleaje máximo registrado, el terremoto de 7.1 Mw genera un tsunami con altura máxima de 17.5 cm, destacando frente a los 6 cm de altura máxima registrada tras el tsunami de magnitud 6.8 Mw o los 4 cm del tsunami inducido por el terremoto de 6.7 Mw. Por otro lado, el tsunami ocasionado por el seísmo de magnitud 6.9 Mw alcanza una altura máxima de 10.2 cm, próxima a la generada con el seísmo de magnitud 7.1 Mw. Hay que destacar que la magnitud del seísmo generador es un factor clave a la hora de determinar las condiciones del oleaje del tsunami. Este hecho se corrobora más si cabe al observar la altura de oleaje máxima registrada tras los terremotos generadores de tsunami de magnitudes 7.5 y 7.8 Mw (**Figura 21**), siendo de 70 cm para el seísmo de 7.5 Mw y de 2 metros aproximadamente para el seísmo de 7.8 Mw. El patrón es prácticamente idéntico en los tsunamis simulados con origen en la falla sumergida de Orán, siendo la mayor altura de oleaje registrada la del seísmo de magnitud 7.3 Mw (**Figura 26**) con un valor de 50 cm, frente a los 18, 9 y 3 cm de altura máxima registrada en los seísmos de 7.2, 7 y 6.75 Mw (**Figura 23**) respectivamente.

Sin embargo, juega también un papel clave el tamaño de la falla fuente. En el caso del terremoto de la falla de Mitidja (Argel), las dimensiones de la falla fuente en ambos seísmos de magnitudes 6.9 y 7.1 Mw son muy próximas, 60 x 24 km del seísmo de 6.9 Mw y 64 x 32 km del seísmo de 7.1 Mw, notablemente superiores a la de las fallas fuente de los seísmos de 6.7 y 6.8 Mw tal y como se muestra en la **Tabla 3**, alcanzando a mayor tamaño de falla una mayor altura del oleaje. De manera análoga, la profundidad del hipocentro determina en gran medida también la altura del oleaje, siendo mayor la altura del conjunto de olas registradas a mayor profundidad. Esto se ejemplifica con el seísmo de magnitud 7.8 Mw en la falla de Mitidja el cual

posee un hipocentro a mayor profundidad que el resto de los seísmos, concretamente a 16 km de profundidad.

6.2 PROPAGACIÓN E IMPACTO

En cuanto a la propagación de las ondas de tsunami tras los terremotos simulados en la falla de Mitidja (Argel), independientemente de la magnitud del seísmo fuente y de la altura de ola máxima registrada, se genera un avance de los diferentes trenes de ondas de manera casi idéntica. Las ondas de tsunami en todas las simulaciones obtenidas vienen encabezadas por un frente de ondas en forma de valle, lo cual implica una bajada del nivel del mar en base al nivel de referencia. En cuanto a la bajada del nivel del mar, así como sucede con la altura del oleaje, se genera un patrón evidente de una mayor bajada del nivel del mar conforme la magnitud del terremoto generador de tsunami es mayor, así como las dimensiones de la falla fuente y la profundidad del hipocentro. Conforme pasa el tiempo las olas se proyectan en forma de círculos concéntricos desde la falla fuente, con una pérdida de energía progresiva conforme se produce un alejamiento del epicentro del seísmo generador. La propagación de las ondas con mayor altura de oleaje, así como mayor capacidad de inundación costera, se direcciona hacia las Islas Baleares (**Figura 22**). Una vez ocurrido el impacto, las ondas reflejadas se acumulan a lo largo de toda la cuenca argelina; el avance de las ondas sigue su curso hacia las costas de Alicante, sin embargo, el cambio en su periodo se produce al reflejar sobre el archipiélago balear, siendo menor conforme las olas se aproximan a la costa de Alicante. Un periodo menor, implica una pérdida de energía de las olas y de este modo una menor altura con respecto al nivel de referencia. La propagación, sin embargo, es bastante diferente cuando se genera el tsunami en la falla sumergida frente a las costas de Orán (**Figura 28**). A la hora de generarse los diferentes trenes de onda de tsunami, para todas las magnitudes de terremotos tsunamigénicos analizados, se realiza una propagación concéntrica al igual que en el tsunami generado en Argel, no obstante, su dirección original no toma como destino la costa alicantina de El Campello. El impacto es directo hacia las costas del sur de Murcia, como Cartagena, y las diferentes costas del mar de Alborán, y es partir del choque con el Cabo de Palos cuando las olas son reflejadas y toman dirección El Campello, no habiendo un impacto directo de la ola emitida desde la falla fuente como si sucede en los tsunamis generados en la falla de Mitidja (Argel). Este cambio de dirección genera una evidente pérdida de energía en las diferentes olas que impactan sobre el litoral de El Campello, más concretamente del conjunto de la costa de toda la provincia de Alicante, limitando en gran medida el posible riesgo del impacto del tsunami.

De este modo, las diferentes olas que llegan desde la falla de Argel tienen una menor pérdida de energía que las provenientes de Orán; alcanzado una mayor altura máxima de ola sobre El

Campello. Destaca la altura máxima de ola de tsunami proveniente de Argel en El Campello, con 80 cm aproximadamente, frente a los 22 cm de altura del tsunami con origen en Orán. En cuanto a los tiempos de llegada, a pesar de la mayor distancia entre Argel y El Campello que entre Orán y El Campello, la reflexión de las ondas de tsunami de Orán en Cabo de Palos (Murcia), ralentiza en gran medida la llegada a las costas de El Campello. Son tiempos de llegada muy similares, de 42 minutos en el tsunami de Orán y de 48 minutos en el tsunami de Argel. Destaca que en todos los tsunamis generados el impacto de las olas en El Campello viene encabezado por una retirada del nivel del mar con respecto al nivel de referencia, seguido de una cresta del doble de altura en proporción a la retirada del mar. No obstante, no se da la máxima retirada del mar, seguida del impacto de la ola de mayor altura, en los tsunamis de Orán hasta pasados 120 minutos desde su emisión en la falla fuente; y en los tsunamis de Argel pasados 178 minutos desde su generación, poniendo en ambos casos de manifiesto el alto riesgo de inundación por el impacto de tsunami. Sin embargo, para las simulaciones recreadas la invasión del oleaje en el pueblo de El Campello sería prácticamente nula, por la pérdida de energía constante desde su emisión en las fallas fuente. Es importante resaltar en último lugar que, en comparación con los diferentes tsunamis registrados en el Mediterráneo occidental, las simulaciones realizadas basadas en los parámetros máximos de ambas fallas definidos por Stirling *et al.* (2002) recrearon los tsunamis con oleaje de mayor altura jamás registrada en nuestras costas, generados por terremotos.

7.CONCLUSIONES

En el presente Trabajo de Fin de Grado se ha realizado un estudio de riesgo de tsunamis sobre el litoral de El Campello por registros sísmicos en fallas del norte de Argelia, a partir de simulaciones computarizadas de escenarios históricos e hipotéticos. A su vez, se ha realizado una revisión bibliográfica del estado del arte, analizando estudios de diversos autores de propagación, inundación, modelización de tsunamis y mitigación del riesgo. De los resultados obtenidos en las simulaciones, así como de la revisión del estado de arte, se pueden extraer conclusiones sobre la generación y propagación de tsunamis sobre el litoral de El Campello.

En cuanto a las simulaciones recreadas, el litoral de El Campello se trata de una zona altamente expuesta al impacto de tsunamis generados por seísmos en las fallas de Orán y de Mitidja (Argel). Estas fallas pueden definirse como fallas potencialmente tsunamigénicas, donde la magnitud de los seísmos generados y los parámetros de Okada (1985) determinan las características del tsunami generado. Cuanto mayor es la magnitud del seísmo, así como la profundidad del hipocentro, mayor es la altura de las olas de tsunami generadas.

A pesar de la alta exposición ante el impacto de tsunamis de El Campello, el riesgo de inundación es bajo por la pérdida de energía de los trenes de onda de tsunami. Sin embargo, la gran actividad del margen de placas africana-euroasiática implica la necesidad de desarrollar un plan de mitigación del riesgo de tsunamis en la población de El Campello ante posibles cambios en la estructura de fallas del norte de Argelia, los cuales podrían generar variaciones en los parámetros de las fallas fuente aumentando de este modo su potencial de generar tsunamis que impacten sobre las costas de la zona de estudio.

De este modo resulta aconsejable la realización de un plan de mitigación del riesgo de tsunamis en la población de El Campello, basado en sistemas de alerta temprana. A su vez resulta necesario establecer rutas de escape y lugares seguros, así como preparar a la comunidad creando protocolos de evacuación para los servicios de emergencia y de actuación rápida, mediante la información a la ciudadanía para su correcta actuación en situaciones de alerta.

En cuanto a la metodología empleada, el uso del software *Easywave* constituye una aproximación muy efectiva para identificar fallas fuentes tsunamigénicas y establecer las zonas más susceptibles de sufrir un mayor impacto. Sin embargo, resulta de vital importancia disminuir el tiempo de computación para la modelización de tsunamis. Realizando las simulaciones desde la unidad de procesamiento gráfico del computador mediante el lenguaje CUDA, en vez desde la unidad central de procesamiento en lenguaje Fortran, permite acelerar los cálculos y obtener resultados en apenas segundos. De este modo, resulta aconsejable establecer una vigilancia y

seguimiento de la generación de tsunamis en la zona de estudio, basada en la alerta temprana con simulaciones a tiempo real mediante sistemas oceanográficos como sismógrafos o boyas DART, las cuales se sitúan a lo largo de toda zona de riesgo de tsunami, y que permiten conocer la variación de amplitud de las ondas, periodo, longitud de onda y tiempo de llegada del tsunami; o en su defecto generando escenarios basados en el lenguaje CUDA.

Resulta fundamental la gestión de los planes de vigilancia y gestión de alertas del Mediterráneo occidental por parte de un órgano internacional. En la actualidad se dispone del centro *Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected Seas* (NEAMTWS), el cual se encuentra en vías de desarrollo sin presentar actividad efectiva, siendo de vital importancia su desarrollo ante posibles eventos de tsunamis.

Por último, se ha de destacar la necesidad de realizar una correcta valoración del riesgo de tsunamis del litoral de El Campello generados por fenómenos tsunamigénicos diferentes a los terremotos, como deslizamientos submarinos; así como la necesidad de ampliar el presente estudio de riesgo a diferentes fallas a lo largo del límite de placa africana-euroasiática que puedan generar la propagación de tsunamis hacia el litoral alicantino.

7.CONCLUSIONS

In the present final degree study it has been made a tsunami risk research on the shore of El Campello due to seismic records registered in faults of the North of Algeria, after having computed tsunami simulations of historical and hypothetical scenarios. At the same time, it has been made a bibliographic research of the art situation, analyzing studies of different authors about propagation, inundation, tsunami modeling and risk mitigation. From the obtained results, as well as from the bibliographic research, conclusions can be extracted about the tsunami generation and propagation over the El Campello shore.

Taking into consideration the results of the simulations, the shore of El Campello is highly exposed to tsunami impacts generated by earthquakes in Oran and Mitidja (Algiers) faults. These faults can be defined as tsunamigenic, where the magnitude and the fault parameters of the generated earthquakes determine the features of the resultant tsunami waves.

Despite the high exposure to tsunami impact of El Campello, the flood risk is low due to the energy loss of the tsunami wave trains. However, the high activity of the African-Eurasian convergent plate boundary implies the need of developing a risk mitigation tsunami plan in the town of El Campello in case of future changes in the structure of Northalgerian faults, which can generate variations in the fault parameters increasing in this way their tsunami generation potential that could impact over the shores of the study location.

In this way, it is advisable the fulfillment of a tsunami risk mitigation plan in El Campello, based in early warning systems. As well it is necessary to establish evacuation routes and safe places, appart from preparing the population by creating evacuation protocols for the emergency services and fast performance, by informing the citizenship for the correct action in warning situations.

In terms of the methodology, the use of *Easywave* software establishes a very effective approach to indentify tsunamigenic faults and to establish the most sensitive places exposed to tsunami impact. Nevetheless, results of vital importance to decrease the computation time of the tsunami modeling. Executing the simulations from the graphic processing unit of the computer using CUDA programming language, instead of using the central processing unit in Fortran language, which allows to accelerate calculations and obtain results in just seconds. In this way, it is advisable to establish surveillance and tracing of tsunami generation in the study location, based on early warning system with real-time simulations by using oceanographic systems like seismographs or DART buoys, which are located throughout all the tsunami risk location, and which allow to know the variation of wave amplitude, period, wavelength and arrival time.

It is fundamental to manage the surveillance plans and Western Mediterranean by an international organ. Nowadays the *Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected Seas* (NEAMTWS) is in process of development, presenting no effective activity, being of vital importance his development against possible tsunami events.

By last, has to be highlighted the need of carrying out a correct tsunami risk analysis of El Campello generated by different tsuanmigenic phenomena, as submarine landslides; a well as the need of enlargering the present risk study to different faults along the African-Eurasian convergent plate boundary that could generate the propagation of tsunami towards the shores of Alicante.

8.REFERENCIAS

- Airy, G. B. (1844). Tides and waves. *Encyclopædia Metropolitana. Mixed Sciences*.396 pp.
- Alasset, P.J. *et al.* (2006). The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (MW=6.9,Algeria): Modelling and results. *Geophysical Journal International*, 166(1), pp.213–226.
- Ayadi, A. and Bezzeghoud, M. (2015). Seismicity of Algeria from 1365 to 2013: Maximum Observed Intensity Map (MOI2014). *Seismological Research Letters*, 86(1), pp.236–244.
- Baptista, M.A. *et al.* (2013). Assessment, STrategy And Risk Reduction for Tsunamis in Europe. , pp.1–30.
- Begét, J., Gardner, C. and Davis, K. (2008). Volcanic tsunamis and prehistoric cultural transitions in Cook Inlet, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(3), pp.377–386.
- Belousov, A. *et al.* (2000). Tsunamis generated by subaquatic volcanic explosions: Unique data from 1996 Eruption in Karymskoye Lake, Kamchatka, Russia. *Pure and Applied Geophysics*, 157(6–8), pp.1135–1143.
- Ben-Menahem, A. and Rosenman, M. (1972). Amplitude Patterns of Tsunami Waves from Submarine Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 77, No. 17(17), pp.3097–3128.
- Bernard, E.N. (2014). The US National Tsunami Hazard Mitigation Program Summary The U.S. *National Tsunami Hazard Mitigation Program Summary*, pp.20–27.
- Blázquez, A.M., Fumanal, M.P. y Olmo, J. (1996). Rasgos sedimentológicos de la plataforma interna valenciana (tramo Oliva-La Vila Joiosa) y su relación con la geomorfología continental. *IV Reunión de Geomorfología*, pp.672–678.
- Bouhadad, Y. and Laouami, N., 2002. Earthquake Hazard Assesment in the Oran Region (Northwest Algeria). *Natural Hazards*, 26(July), pp.36–43.
- Bouhadad Y. (2008). Seismic hazard assessment in algeria: a case study. *Proc. of the 14th World Conference on Earthquake Engineering October 12-17, 2008, Beijing, China*, p.1-7
- Bounif, A. *et al.* (2004). The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis. *Geophysical Research Letters*, 31(19), pp.2–5.

Boussinesq, J. (1872). Théorie des ondes et des remous qui se propagent le long d'un canal rectangulaire horizontal, en communiquant au liquide contenu dans ce canal des vitesses sensiblement pareilles de la surface au fond. *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées* (1872): 55-108.

Bufo *et al.* (2017). Los terremotos de 1748 de Montesa (Valencia) y de 1790 de Orán (Argelia). *Física de la Tierra*, 101-119.

Butterworth-Heinemann (1999). *Waves, Tides and Shallow Water Processes*. Oxford, second edition, 227 pp.

Carrier, G. F. and Greenspan, H. P. (1958). Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics*, 4(1), pp. 97–109. doi: 10.1017/S0022112058000331.

Castro, M.J. *et al.* (2013). Application to tsunami modelling using GPUs. Numerical Methods for Hyperbolic Equations: Theory and Appl., *Int. Conf. on Numerical Methods for Hyperbolic Equations: Theory and Appl.*, (1), pp.237–244.

CCH (City and County of Honolulu Building Code). (2000). *Department of Planning and Permitting of Honolulu Hawaii*, Chapter 16, *City and County of Honolulu Building Code*, Art.11.

Crespo, M. J. *et al.* (2015). Mapas de peligrosidad frente a maremotos en las costas españolas. *Dpto. de Ingeniería de Puertos y Costas, Madrid. España*.

Delouis, B. *et al.* (2004). Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data. *Geophysical Research Letters*, 31(18), pp.2–5.

DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), pp.1–80.

De Vicente, G. *et al.* (2006). Campo de esfuerzos activo entre Iberia y Argelia. Inversión de mecanismos focales del tensor del momento sísmico, (February), pp.1–4.

Didenkulova, I. *et al.* (2010). Tsunami waves generated by submarine landslides of variable volume: Analytical solutions for a basin of variable depth. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(11), pp.2407–2419.

Dutykh, D. and Dias, F. (2007). Dissipative Boussinesq equations. *Comptes Rendus - Mécanique*, 335(9–10), pp.559–583.

Dysthe, K.B. (2004). Lecture notes on linear wave theory. *WATER WAVES and OCEAN CURRENTS*. (june).

Etheve, N. *et al.* (2018). Extreme Mesozoic Crustal Thinning in the Eastern Iberia Margin: The Example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37(2), pp.636–662.

FEMA (Federal Emergency Management Agency). (2008). FEMA P646, Guidelines for Design of Structures for Vertical Evacuation from Tsunamis, Applied Technology Council for the Federal Emergency Management Agency, Redwood City, California. 158pp.

FEMA (Federal Emergency Management Agency). (2011). FEMA P-55, *Coastal Construction Manual: Principles and Practices of Planning, Siting, Designing, Constructing and Maintaining Residential Buildings in Coastal Areas II*, 4ª Edición, 253 pp.

Freundt, A. (2003). Entrance of hot pyroclastic flows into the sea: experimental observations. *Bulletin of Volcanology*, 65, pp.144–164.

Fryer, G.J. *et al.* (2004). Source of the great tsunami of 1 April 1946: A landslide in the upper Aleutian forearc. *Marine Geology*, 203(3–4), pp.201–218.

Fukao, Y. (1979). Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), pp.2303–2314.

García-Mayordomo, J. *et al.* (2012). The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0), *Journal of Iberian Geology*, 38(1): 285-302.

Gerstner, F. J. (1802). Theorie der Wellen. Abh. König. Böhm. Ges. Wiss. *Ann. Phys.* 32, 412–445.

Gica, E. *et al.* (2007): Sensitivity analysis of source parameters for earthquake-generated distant tsunamis. *Port Coast. Ocean Eng.*, 133(6), 429–441.

Glimsdal, S., Pedersen, G. K., Langtangen, H. P., Shuvalov, V. and Dypvik, H. (2007). Tsunami generation and propagation from the Mjølnir asteroid impact, *Meteoritics and Planetary Science*, 42(9), pp. 1473–1493. doi: 10.1111/j.1945-5100.2007.tb00586.x.

Green, G. (1838). On the motion of waves in a variable canal of small depth and width. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 6: 457–462

Hall, J.V.J. and Watts, G.M. (1953). Laboratory investigation of the vertical rise of solitary waves on impermeable slopes. *Army Coastal Engineering Research Center Washington DC*, (13).

Hammack, J. L. (1972). A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth, *Journal of Fluid Mechanics. Cambridge University Press*, 60(4), pp. 769–799. doi: 10.1017/S0022112073000479.

Handy, M.R. *et al.* (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3–4), pp.121–158.

Hanks, T.C. and Kanamori, H. (1979). A Moment Magnitude Scale, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, No. B5.

Harbitz, C.B., Løvholt, F. and Bungum, H. (2014). Submarine landslide tsunamis: How extreme and how likely? *Natural Hazards*, 72(3), pp.1341–1374.

Harbitz, C.B. *et al.* (2006). Mechanisms of tsunami generation by submarine landslide: a short review. *Norwegian Journal of Geology*, 86(May), pp.255–264.

He,Y. (2014): Characteristics and occurrence of submarine canyon-associated landslides in the middle of the northern continental slope, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 57, Pages 546-560, ISSN 0264-8172.

Helmholtz, H. (1888), Weitere Untersuchungen, die Electrolyse des Wassers betreffend. *Ann. Phys.*, 270: 737-751. doi:10.1002/andp.18882700902

Iglesias, O. (2015). *Generación y propagación de tsunamis en el mar Catalano-Balear*. Tesis Doctoral Universidad de Barcelona, 248 pp.

IGME – Instituto Geológico y Minero de España (2016) “QAFI – Quaternary Active Faults Database of Iberia v.3”, (<http://info.igme.es/qafi>) (consultada el 28 de marzo de 2018).

IUGG/IOC (1997), IUGG/IOC Time Project: numerical method of tsunami simulation with the leap-frog scheme. *IOC Manuals and Guides* 35, pp. 126.

Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 6(5), pp.346–359.

Kazusa, S. *et al.* (2004). Tsunami and Storm Surge Hazard Map Manual, Tokyo.

Kelvin, L. (1887). On the waves produced by a single impulse in water of any depth, *Proc. R. Soc. London*, Ser. A 42, 80–83.

Kherroubi, A. *et al.* (2009). Recent and active deformation pattern off the easternmost Algerian margin, Western Mediterranean Sea: New evidence for contractional tectonic reactivation. *Marine Geology*, 261(1–4), pp.17–32.

Koh, R. and Le Méhauté, B. (1966). Wave shoaling. *Journal of Geophysical Research*, 71(8), pp.1–7.

Lax, P.D. (1967). Hyperbolic Difference Equations: A Review of the Courant-Friedrichs-Lewy Paper in the Light of Recent Developments. *IBM Journal of Research and Development*, 11(2), pp.235–238.

Liu, P., Yeh, H. and Synolakis, C. (2008). Advanced Numerical Models for Simulating Tsunami Waves and Runup, 261(1–4), pp.17–32

Locat, J. and Lee, H. (2002). Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39(1), pp.193–212.

Løvholt, F. *et al.* (2015). On the characteristics of landslide tsunamis. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2053), p.20140376.

Meghraoui, M. *et al.* (2004). Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw = 6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(19), pp.2–5.

Meghraoui, M. (2016). The Seismotectonic Map of Africa. *Episodes*, 39(1).

Melnick, D. *et al.* (2017). The super-interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile. *Geophysical Research Letters*, 44(2), pp.784–791.

Meyer, R.E. and Taylor, A. (1963). On the Equations of Surf. *Journal of Geophysical Research*, 68, No. 24(December), p.388.

Mimura, N., Yasuhara, K. and Kawagoe, S. (2011). Damage from the Great East Japan Earthquake and Tsunami - A quick report.

Morel, J.L. and Meghraoui, M. (2006) Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24 (8): 755–758.

Necmioglu, Ö. and Özel, N. (2014). An earthquake source sensitivity analysis for tsunami propagation in the eastern mediterranean. *The official mafazine of the oceanography society*, 27(2), pp.76–85.

Novoa, J.E., Araya, A. y Fernández, R. (1993). Tsunami: Metodología de Análisis y Conceptualización (Tsunami: Methodology and Concepts). *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 19-26, 38.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 23(4), p.128.

Papadopoulos, G.A. and Fokaefs, A., 2005. Strong tsunamis in the mediterranean sea: A re-evaluation. *ISSET Journal of Earthquake Technology*, 42(4), pp.159–170.

Paris, R. (2015). Source mechanisms of volcanic tsunamis. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2053), p.20140380.

Percival, D.B. et al. (2011). Extraction of tsunami source coefficients via inversion of DART buoy data. *Natural Hazards*, pp.567–590.

Peregrine, D. H. (1967). Long waves on a beach, *Journal of Fluid Mechanics*. Cambridge University Press, 27(4), pp. 815–827. doi: 10.1017/S0022112067002605.

Philip, H. and Meghraoui, M. (1983). Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, 2(1), pp.17–49.

Philip, H. (1987). Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and Collision. *Annales Geophysicae, Series B*. 5. 301-320.

Pintado, E.G., Navas, F. y Malvárez, G. (2010). Los modelos de propagación de oleaje, simulación morfodinámica y las tigas, pp.861–872.

Presti, L. y Sierra, J.P., 1998. Estudio comparativo de criterios de rotura del oleaje regular. 5(marzo), pp.23–34.

Rabinovich, A.B. (1997). Spectral analysis of tsunami waves. Separation of source and topography effects $\bullet' t(t) = \int w(r) E(t-r) dr$, 102, pp.663–676.

Roca, E., Sans, M.R., Cabrera, L. y Marzo, M. (1999). Oligocene to Middle Miocene evolution of the Central Catalan margin (North-western Mediterranean). *Tectonophysics*. 315. 209-229. 10.1016/S0040-1951(99)00289-9.

Roeber, V., Yamazaki, Y. and Cheung, K.F. (2010). Resonance and impact of the 2009 Samoa tsunami around Tutuila, American Samoa. *Geophysical Research Letters*, 37(21), pp.1–8.

Russell, J. (1844). Report on Waves. *14th Meeting of the British Association for the Advancement of Science*, York, 1844 pp 311-390 and 11 plates.

Ryan, W.B.F., et al. (2009), Global Multi-Resolution Topography synthesis, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332

Sánchez, F. (2006). Terremotos y sus causas. *Diputación de Almería*.

Semmane, F., Campillo, M. and Cotton, F. (2005). Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data. *Geophysical Research Letters*, 32(1), pp.1–4.

Smelror, M. (2014). Mjolnir (Barents Sea) meteorite impact offers a Volgian-Ryazanian boundary marker. , (August), pp.1–8.

Stein, S. y Okal, E. (2004). Cómo y por qué sucedió el terremoto y tsunami del 26 de Diciembre de 2004 en Sumatra ?, *Geophysical Research Letters*, 32(1), pp.1–4.

- Stirling, M., Rhoades, D. and Berryman K. (2002). Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (2): 812–830.
- Stokes, G. G. (1847). On the theory of oscillatory waves. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*. 8: 441-455. Reprinted in: Stokes, G. G. (1880). *Mathematical and Physical Papers, Volume I*. Cambridge University Press. pp. 197-229.
- Suppasri, A., Imamura, F. and Koshimura, S. (2012). Tsunamigenic Ratio of the Pacific Ocean earthquakes, *Tsunami Index*. ,pp.175–185.
- Synolakis, C. E. (1987).The runup of solitary waves, *Journal of Fluid Mechanics*. Cambridge University Press, 185, pp. 523–545. doi: 10.1017/S002211208700329X.
- TEPCO, T.E.P.C., 2011. Annual Report 2011.
- Titov, V. and Synolakis, C. (1995). Modeling of Breaking and Nonbreaking Long- Wave Evolution and Runup Using VTCS-2. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering*, 6(March 2015).
- UNAM/IG, (2009). Magnitud de un sismo. *Reportes Especiales*.
- UNESCO/IOC-NOAA (2013). How to plan, conduct and evaluate UNESCO/IOC tsunami wave exercises. *IOC. Manuals and guides*; Vol.:58; 2013,
- UNESCO/IOC-NOAA (2010). Strengthening Tsunami Warning and Emergency Responses: Tsunami Science and Hazard. *ITP-HAWAII, Module: Ts*.
- Varnes, D.J. (1978). Slope Movement Types and Processes. Transportation Research Board Special Report, (176), pp.11–33.
- Vich, M.D.M. and Monserrat, S. (2009). Source spectrum for the Algerian tsunami of 21 May 2003 estimated from coastal tide gauge data. *Geophysical Research Letters*, 36(20), pp.1–5.
- Ward, S.N. (2001). Tsunamis. *Encyclopedia of Physical Science and Technology*.

Warek, M. (2015). Tsunami Propagation and Inundation Modellings along South-East Coast of Papua New Guinea Tokyo , *Japan National Graduate Institute for Policy Studies Tsukuba , Japan Modelings Along The South-east Coast Of For the Degree of Master in Disaster Management B'*, (September 2013), p. 64.

Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.

Whitham, G. B. (1959). A new approach to problems of shock dynamics Part 2. Three-dimensional problems. *Journal of Fluid Mechanics*. Cambridge University Press, 5(3), pp. 369–386. doi: 10.1017/S002211205900026X.

Yamazaki, Y. and Cheung, K.F. (2011). Shelf resonance and impact of near-field tsunami generated by the 2010 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(12).

Yelles, K. *et al.* (2004). Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw = 6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 31(13).

Zahibo, N. *et al.* (2006). Analytical and numerical study of nonlinear effects at tsunami modeling. *Applied Mathematics and Computation*, 174(2), pp.795–809.